Cahiers O. R. S. T. O. M.

série GÉOLOGIE

vol X - n° 1 - 1978

O. R. S. T. O. M.
PARIS
—
1 9 7 8

.....

« La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite » (alinéa 1er de l'article 40).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivant du Code Pénal ».

.....

© O. R. S. T. O. M. 1978

AVANT-PROPOS

La colaboración de la Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (O.R.S.T.O.M., Francia) y la Universidad Mayor de San Andrés (La Paz) comenzó en 1968, en el dominio de la tectónica y se ha extendido a partir de 1974, a la Geodinámica externa para alcanzar ahora el campo de la Biología.

El programa de Geodinámica y Limnología que está dirigido por L. A. Rodrigo, profesor de la Facultad de Ciencias de la U.M.S.A. y por M. Servant de la Misión O.R.S.T.O.M. en Bolivia, ha obtenido en el curso de los dós últimos años varios resultados científicos de interés general que aparecen, como una primera apreciación, en el presente Cahier de Géologie. *Los temas abordados (Geología del Cuaternario, Geoquímica de Evaporitas, Limnología de los lagos Titicaca y Poopó), refleján en su presentación el deseo de desarrollar un trabajo común de tipo multidisciplinario. Este objetivo ha favorecido al acercamiento cada vez más estrecho, entre los Departamentos de Geociencias, Química y desde hace poco de Biología de nuestra Universidad.*

Los resultados prácticos de estos programas han llamado mucho la atención de la opinión pública boliviana y ellas demuestran que la investigación científica puede rápidamente guiar el trabajo hacia resultados concretos y positivos. Dentro de estos citaría el descubrimiento, en 1976, de importantes ya imientos de Litio y Potasio, la reinterpretación geológica del Cuaternario de la región de La Paz que ha sido inmediatamente utilizada por el plan de desarrollo urbanístico de la ciudad, y la evaluación de yacimientos de carbonato de sodio en el Sur Oeste boliviano. Otras aplicaciones se obtendrán ciertamente de estudios realizados con el apoyo de la O.R.S.T.O.M., principalmente en la explotación del lago Titicaca.

Todos estos datos positivos constituyen un aliciente para el futuro y ellas me permiten desear los mejores éxitos a los nuevos acuerdos que acaban de ser firmados la U.M.S.A. y O.R.S.T.O.M., reflejando una vez más los lazos inquebrantables de amistad entre las Repúblicas de Francia y Bolivia.

Ing. Rolando Sahonero
Rector Universidad Mayor de San Andrés

La collaboration de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer et de l'Université Majeure San Andrés (La Paz) a commencé en 1968, dans le domaine de la tectonique et elle s'est élargie à partir de 1974 à la géodynamique externe pour atteindre maintenant le champ de la biologie.

Le programme de Géodynamique et Limnologie qui est animé par L. A. Rodrigo, professeur à la Faculté des Sciences de l'U.M.S.A., et M. Servant de la Mission O.R.S.T.O.M. en Bolivie, a dégagé au cours des deux dernières années divers résultats scientifiques d'intérêt général dont le présent Cahier de Géologie donne un permier aperçu. Les thèmes abordés (Géologie du Quaternaire, Géochimie des évaporites, Limnologie des Lacs Titicaca et Poopó) reflètent dans leur présentation le souci de développer un travail commun de type pluridisciplinaire. Ce souci a largement favorisé un rapprochement de plus en plus étroit entre les départements de Géosciences, de Chimie et depuis peu de Biologie de notre Université.

Les incidences pratiques des programmes ont largement attiré l'attention de l'opinion publique bolivienne et elles démontrent que la recherche scientifique peut très rapidement guider le travail vers des résultats concrets et positifs. Parmi ces derniers, je citerai la découverte, en 1976, d'importants gisements de lithium et de potassium, la réinterprétation géologique du site quaternaire de La Paz qui a été immédialement utilisée pour le plan de développement de la ville, et l'évaluation des gisements de carbonate de sodium du Sud-Ouest bolivien. D'autres applications se dégageront certainement des études faites avec l'appui de l'O.R.S.T.O.M., notamment dans l'exploitation du Lac Titicaca.

Toutes ces données positives constituent un encouragement pour l'avenir et elles me conduisent à souhaiter le meilleur succès aux nouveaux accords qui, venant d'être conclus entre l'U.M.S.A. et l'O.R.S.T.O.M., reflètent une nouvelle fois les profonds liens d'amitié existants entre la France et la Bolivie.

Ing. Rolando Sahonero
Recteur de l'Université Majeur de San Andrés

LE PROGRAMME MULTIDISCIPLINAIRE SUR L'ÉVOLUTION RÉCENTE DES HAUTS PLATEAUX ANDINS (BOLIVIE)

Institut de Géodynamique et Limnologie (Convention U.M.S.A.-O.R.S.T.O.M.)

Introduction

Au cours des dernières années, l'Université Majeure de San Andrés (U.M.S.A.) de La Paz et l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (O.R.S.T.O.M.) ont mis en place, avec la participation de divers organismes boliviens et français, un programme d'études géodynamiques sur les hauts plateaux des Andes boliviennes (1). Ces hauts plateaux (ou Altiplano) sont situés vers 4 000 m d'altitude entre deux hautes chaînes de montagnes qui culminent vers 7 000 m. Ils correspondent à un ensemble endoréique de bassins d'effondrement qui se sont individualisés vers la fin du Pliocène ou au début du Quaternaire. Ce système naturel s'étend sur 150 000 km² environ. Son étude, limitée aux périodes récentes plio-quaternaires, est abordée sous les angles géochimique, sédimentologique, paléoclimatique et néotectonique avec le souci d'en dégager les incidences pratiques immédiates.

1. Géochimie et sédimentologie

Les recherches géochimiques et sédimentologiques ont débuté par une reconnaissance des milieux actuels de dépôt : milieux lacustres au Nord de l'Altiplano (Lacs Titicaca et Poopó), milieux évaporitiques au Sud (Salars de Uyuni, Empexa et Sud-Ouest bolivien).

Les travaux de Risacher opposent schématiquement deux provinces géochimiques majeures. La première se situe dans la moitié septentrionale de l'Altiplano en terrains essentiellement sédimentaires. Les eaux douces superficielles y évoluent par évaporation vers des faciès chloro-sulfaté-sodiques (Lac Poopó). La deuxième province correspond à la partie méridionale de l'Altiplano où dominent les roches volcaniques acides. La composition initiale des eaux douces laisse prévoir une évolution par évaporation vers des saumures carbonatées sodiques. En fait, de nombreux facteurs interviennent pour dévier l'évolution des eaux de sa direction théorique : présence de soufre dans certains bassins versants, dissolution de gypse ou interaction avec un matériel volcanique amorphe dans le fond des salars, etc., de telle sorte que les saumures finales sont le plus souvent chloro-sulfaté-sodiques.

Les recherches de Carmouze, Arze et Quintanilla, centrées sur les Lacs Titicaca et Poopó, se placent dans une optique quantitative de bilans hydrologiques et hydrochimiques. Elles évaluent d'un côté les apports en éléments dissous et de l'autre l'évacuation de ces éléments par infiltration ou dans les exécutoires superficiels. Cela permet de définir, par différence, la quantité de chacune des substances qui se maintient dans le milieu en étant pour l'essentiel incorporée dans les sédiments. Par exemple, il est montré que la totalité des apports en silice au Lac Titicaca se dépose de même qu'une fraction importante des carbonates, sulfates et calcium.

Les études de Boulangé, Vargas et Rodrigo ont mis en évidence une large extension des dépôts calcaires sur les fonds lacustres et le rôle important, si ce n'est largement prépondérant, des mécanismes biogéniques dans le dépôt du carbonate de calcium (mollusques, algues, etc.). Ces observations sont en

---

* *Cajón Postal 8714, La Paz, Bolivia.*

(1) La composition de l'équipe est la suivante :

O.R.S.T.O.M. : Boulangé, Carmouze, Lavenu, Risacher, Servant, Servant-Vildary, Ybert.

U.M.S.A. : Arze, Ballivián, Quintanilla, Rodrigo, Vargas, Ortuño, Miranda.

bon accord avec les données du bilan hydrochimique. Mais la nature et la répartition des sédiments ne sont pas seulement liées à la composition des eaux : elles sont compliquées par les héritages du Quaternaire sur la nature et la forme des fonds ou par les oscillations récentes des plans d'eau. Outre l'abondance du carbonate de calcium, les autres caractéristiques des sédiments actuels résident dans les forts pourcentages en matières organiques (1) et par la faible importance de la sédimentation détritique sableuse ou graveleuse. Ce dernier point était assez inattendu compte tenu du contexte montagneux dans lequel se situent les milieux étudiés.

Dans le Sud de l'Altiplano, l'évolution des eaux conduit à des précipitations de carbonate de calcium, de sulfates, de chlorures et localement de carbonates sodiques. Dans certaines régions et en association avec le gypse, il y a dépôt de borates. Les saumures de ces mêmes régions peuvent être assez riches en lithium pour constituer des gisements potentiels très importants (RISACHER).

La transposition à l'échelle du Quaternaire des données hydrochimiques obtenues sur les paysages actuels se fait par le biais des études sur les diatomées. Ces organismes sont de bons indicateurs de paléosalinités globales ou spécifiques. Les travaux de SERVANT-VILDARY sur la flore du Lac Poopó en donnent la confirmation : cette flore est caractéristique, dans ses espèces dominantes, d'eaux salées et chloro-sulfaté-sodiques. Les grands lacs quaternaires de la moitié sud de l'Altiplano présentaient des salinités (10 à 40 g/l ou plus) comparables à celles du Lac Poopó, mais les associations de diatomées soulignent que le chimisme des eaux était assez différent. Cela peut s'expliquer par le fait que les apports liquides avaient une double origine : une partie provenant de la province géochimique nord, une autre partie de la province sud. Il serait de ce fait particulièrement intéressant d'examiner, par sondages, les séquences évaporitiques qui sont issues de l'assèchement de ces lacs.

L'étude sédimentologique des lacs anciens en est seulement à une phase de reconnaissance sur le terrain (SERVANT). Elle souligne le rôle important pendant le Quaternaire et au Sud de l'Altiplano de la sédimentation calcaire, les mécanismes de fixation biogéniques étant déterminants. Ces processus biogéniques sont notamment matérialisés par des constructions stromatolithiques spectaculaires. La très grande extension des dépôts sableux ou caillouteux au débouché des anciennes rivières montre que les apports détritiques étaient certainement plus importants qu'actuellement.

2. PALÉOCLIMATOLOGIE

L'évolution quaternaire de l'Altiplano est caractérisée par de grandes extensions lacustres dans les bassins et par des avancées glaciaires en amont dans les chaînes montagneuses. Les nappes d'eau pléistocènes étaient 5 à 10 fois plus étendues que les Lacs Titicaca et Poopó réunis. Les glaciers sont descendus de plus de 1 000 m par rapport à leur position actuelle. Ces changements paléogéographiques posent en premier lieu un problème paléohydrologique : il s'agit de comprendre les relations qui existent entre les bilans glaciaires et les bilans lacustres. Ce problème qui nécessite de longues études stratigraphiques préalables et des corrélations spatio-temporelles très précises, peut être abordé dans les tranches de temps qui correspondent au domaine d'application des datations par le ^{14}C. Les résultats obtenus (SERVANT, FONTES) dégagent une première interprétation : pendant le Quaternaire récent, les variations d'extension des lacs en aval et des glaciers en amont peuvent s'expliquer, compte tenu de l'évolution paléoclimatique mondiale, par une répartition variable des précipitations au cours de l'année sans qu'il soit indispensable de faire intervenir de grandes modifications au niveau des moyennes annuelles. Les changements ainsi envisagés dans le régime des précipitations impliquent une organisation différente de l'actuelle des circulations atmosphériques, et ils débouchent de ce fait sur un problème paléométéorologique global.

Pour les périodes antérieures au Quaternaire récent, deux faits essentiels ont été dégagés : l'Altiplano est caractérisé par un développement remarquable des glacis d'ablation et par une importance inattendue dans cette partie haute des Andes des phénomènes d'altération et de pédogenèse.

3. NÉOTECTONIQUE

L'évolution des Andes est marquée, pendant le Plio-Quaternaire, par une tectonique très active. Celle-ci s'est vraisemblablement traduite par un soulèvement absolu qui semble pour l'essentiel antérieur au Quaternaire (BALLIVIÁN et SERVANT) mais qu'il n'est pas possible, pour le moment, d'évaluer et de dater avec précision. Les mouvements verticaux relatifs sont mieux apparents : ils ont entraîné de grandes modifications topographiques. Les observations de SERVANT suggèrent, par exemple, un soulèvement relatif de la Cordillère Orientale pendant le Pliocène et au cours de la même période une subsidence très rapide (0,1 mm/an

(1) La mise en place récente d'un programme d'étude sur la production primaire devrait faciliter la compréhension des dépôts de la matière organique.

au moins) des bassins sédimentaires situés au pied de la chaîne montagneuse. Ultérieurement, il y a eu ouverture, par effondrement, des dépressions quaternaires et en particulier celle du Lac Titicaca. Le phénomène, qui a dû se poursuivre par étapes pendant tout le Pléistocène, est marqué par de nombreuses anomalies morphologiques actuellement en cours d'étude (témoins de glacis en positions anormalement élevées, réorganisation du réseau hydrographique, etc.).

La définition précise des déformations se dégage des études microtectoniques faites par LAVENU. Les sédiments pliocènes et quaternaires du Nord de l'Altiplano sont affectés par des déformations en compression et en distension. Une phase de compression de direction EW à NE-SW se développe à la fin du Pliocène. Durant le Quaternaire on a pu mettre en évidence une phase de compression de direction NW-SE encadrée par deux phases importantes de distension de direction N-S. Les bassins plio-quaternaires intracordillerains sont eux aussi affectés de déformations en compression E-W à SE-SW (Sucre-Cochabamba) et de déformation en distension de direction E-W et N-S (Sucre-Cochabamba-Tarija). Toutefois, la chronologie de ces déformations n'est pas encore établie. Au Pérou, au SW du Lac Titicaca et dans des séries plio-quaternaires volcaniques et lacustres on retrouve ces principales directions de déformation en compression et en distension.

4. Les problèmes dégagés par la première étape du programme

Les résultats obtenus dégagent, dans chaque spécialité, diverses directions particulières de recherches. Nous citerons : la géochimie du soufre, du bore et du lithium dans les salars du Sud bolivien ; la signification écologique des associations de diatomées au niveau des espèces non dominantes ; la biogéochimie des matières organiques des sédiments lacustres ; les corrélations stratigraphiques précises entre les oscillations glaciaires, les phénomènes de morphogenèse et les oscillations lacustres, etc.

Mais au-delà de ces questions particulières, les problèmes dont l'examen peut être envisagé en priorité, sont ceux qui se situent au carrefour des différentes spécialités et qui, de ce fait, nécessitent d'être abordés de manière pluridisciplinaire. Les principaux thèmes de recherche qui apparaissent à ce niveau sont les suivants : rôle des organismes et en particulier des algues benthiques et du plancton dans la sédimentation lacustre actuelle et quaternaire ; relations entre la morphologie du fond des lacs ou la répartition des sédiments et l'évolution paléohydrologique et néotectonique des bassins lacustres ; relations entre le chimisme des nappes d'eau quaternaires et les séquences évaporitiques des grands salars comme celui de Uyuni ; relations entre les déformations tectoniques avec les modifications topographiques et corrélativement la sédimentation continentale, etc.

L'objectif est finalement de suivre, suivant quelques itinéraires thématiques, l'évolution plio-quaternaire de l'Altiplano bolivien. Cet objectif impose, sur le plan méthodologique, d'effectuer une étude comparée des différents éléments qui constituent le système naturel étudié. Cette comparaison s'effectue sur le plan géographique. Elle a par exemple permis de dégager une première vue globale sur la géochimie de l'Altiplano. Elle s'effectue aussi entre l'Actuel et les différentes périodes du Plio-Quaternaire. Il est en particulier nécessaire de définir en les confrontant, les caractères chimiques et sédimentologiques des lacs actuels et récents.

Certaines limites apparaissent dans le développement du programme. La transposition des observations d'une échelle de temps à une autre nécessiterait une observation continue des séries sédimentaires situées dans le fond des bassins, ce qui imposerait une reconnaissance géophysique et la réalisation d'au moins un ou deux sondages. De plus, et pour disposer d'un panorama complet, il apparaîtrait nécessaire de susciter une étude des formations volcaniques récentes en relation avec les migrations de matières dans les paysages et avec l'évolution tectonique.

Conclusion

Le programme d'étude développé sur les hauts plateaux andins trouve son unité dans le fait que les recherches spécialisées portent sur le même système naturel. A long terme, c'est en replaçant l'évolution de ce système dans un contexte mondial (paléoclimatologie) ou en le comparant avec d'autres systèmes continentaux endoréiques situés dans des contextes différents, que seront dégagées des interprétations à caractère plus général.

КОМПЛЕКСНАЯ ПРОГРАММА ИЗУЧЕНИЯ НЕДАВНЕГО РАЗВИТИЯ АНДИЙСКИХ ВЫСОКОГОРИЙ (БОЛИВИЯ)

Институт геодинамики и лимнологии*
(Договор U.M.S.A. - O.R.S.T.O.M.)

Traduction par André Kobylansky (O.R.S.T.O.M.) *d'extraits de* « Le programme multidisciplinaire sur l'évolution récente des hauts plateaux andins (Bolivie) ».

В течение последних лет, Высшим Университетом Сан Андрэс (U.M.S.A.), в Ла-Пас, и Центром Научных и Технических Исследований За морем (O.R.S.T.O.M.) была выработана, с участием различных боливийских и французских учреждений, программа геодинамических исследований на высокогорьях боливийских Анд. Высокогорья эти (Альтиплано) расположены на высоте в 4.000 м, между двумя высокими горными хребтами достигающими 7.000 м высоты. Они представляют бессточный комплекс тектонических котловин дифференцировавшихся в конце Плиоцена и в начале Четвертичного. Эта природная система простирается на примерно 150.000 км². Изучение ее, в пределах недавних плио-четвертичных периодов, было предпринято в различных областях : геохимия и седиментология (геохимические провинции, водные балансы, диатомовая флора), палеоклиматология и неотектоника, с учётом непосредственных практических последствий этого изучения.

Единство данной программы состоит в том, что объектом различных специальных исследований является одна и та же природная система. В дальнейшем, для обобщения полученных результатов, необходимо будет вставить развитие этой системы в мировой контекст (палеоклиматология), или сравнить ее с другими бессточными континентальными системами, расположенными в различных контекстах.

* *Cajón Postal 8714, La Paz, Bolivia.*

LES LACS QUATERNAIRES DES HAUTS PLATEAUX DES ANDES BOLIVIENNES PREMIÈRES INTERPRÉTATIONS PALÉOCLIMATIQUES

Michel SERVANT*, Jean-Charles FONTES**

* *Universidad Mayor de San Andrés et Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre Mer. Cajón Postal 8714, La Paz, Bolivie.*

** *Laboratoire de Géologie dynamique, Université Pierre et Marie Curie, 4 Place Jussieu, 75230 Paris Cedex 05*

Résumé

Trois transgressions lacustres sont reconnues dans les bassins endoréiques de l'Altiplano bolivien depuis le Pléistocène moyen. La plus récente a eu lieu après le maximum de la dernière glaciation des Andes tropicales. Les nappes d'eau ont atteint leur plus grande extension (50.000 km²) entre 12.500 et 11.000 ans B.P. Elles se sont réduites à leurs dimensions actuelles (8.000 km²) vers 10.000 ans B.P. Les oscillations des lacs ont été de faible amplitude pendant l'Holocène.

Les variations d'extension des nappes d'eau ne démontrent pas l'existence de changements très importants dans les hauteurs moyennes annuelles des précipitations. Elles peuvent être en relation avec les modifications intervenues dans le volume des apports liquides issus de la fonte des glaciers qui se situent dans les parties hautes des bassins de drainage.

En première hypothèse, les oscillations des lacs vers l'aval et les oscillations des glaciers vers l'amont pourraient être expliquées par des changements de température et par des modifications dans la répartition annuelle des précipitations sans grandes variations au niveau des valeurs moyennes annuelles.

Resumen

Tres extensiones lacustres se reconocen en las cuencas cerradas del Altiplano boliviano desde el Cuaternario medio. La más reciente ocurrió después del máximo de la última glaciación de los Andes Tropicales. Los lagos llegaron a su mayor extensión (50.000 km²) entre 12.500 y 11.000 años B.P. y se reducieron a sus actuales superficies (8.000 km²) más o menos hacia los 10.000 años B.P. Las variaciones de los espejos de agua fueron bastante débiles durante el Holoceno.

Las modificaciones de la extensión de los lagos cuaternarios no significan necesariamente cambios importantes de la precipitación promedio anual. Sin embargo pueden estar relacionadas con los cambios de volúmen de las aguas de deshielo de los glaciares que se encuentran en las partes altas de las cuencas de drenaje.

Como una primera interpretación se puede señalar que las variaciones de los lagos rio abajo y de los glaciares rio arriba podrían relacionarse con cambios de temperatura y modificaciones en la repartición de las precipitaciones sin que estas últimas tengan variaciones amplias en el promedio anual.

The quaternary lakes on the high plateaus of Bolivian Andes First palaeoclimatic interpretations

Summary

It has been found that three lacustrine transgressions have occurred since the Middle Pleistocene in the endorheic basins of the Bolivian altiplano. The last one took place after the glacial maximum of the last glaciation in tropical

Andes. The water levels have reached their greatest extent (50,000 sq. km) between 12,500 and 11,000 years ago. They were reduced down to their present extent (8,000 sq. km) about 10,000 years ago. During Holocene, there were only small amplitude oscillations of lakes.

The variations of water level extent do not reveal the occurrence of major changes about the yearly average depths of rainfall. They can be related to the modifications which occurred in the volume of fluid supply from melting glaciers located in the upper sections of the drainage basins.

As a first hypothesis, the downstream lake oscillations and the upstream glacier oscillations could be explained by changes in temperature and by modifications in the yearly distribution of rainfall without noticeable variations as regards the yearly average values.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОЗЕРА АНДИЙСКИХ ВЫСОКОГОРИЙ БОЛИВИИ ПЕРВЫЕ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

РЕЗЮМЕ

Были опознаны три озёрные трансгрессии, в бессточных бассейнах боливийского Альтиплано, происшедшие начиная с плейстоцена. Самая недавняя произошла после максимума последнего оледенения тропических Анд. Водоносные горизонты достигли наибольшего протяжения (50.000 км²) между 12.500 и 11.000 лет В.Р. Они сократились до своих нынешних размеров (8.000 км²) примерно 10.000 лет В.Р.

Вариации протяжения водоносных горизонтов не доказывает наличия значительных изменений средних годовых уровней осадков. Они могут быть связаны с изменениями в объёме жидких привносов в результате оттаивания ледников находящихся на верхних ярусах водосборов.

Согласно отправной гипотезе, можно объяснить колебания озёр вниз- и ледников вверх по течению измнениями температуры и годового распределения осадков, при отсутствии значительных вариаций годовых средних величин.

Introduction

L'Altiplano des Andes boliviennes se situe entre deux hautes chaînes de montagnes, la Cordillère orientale et la Cordillère occidentale, qui culminent à plus de 6.000 m. Il comprend un ensemble endoréique de bassins quaternaires d'effondrement actuellement occupés par des lacs (Titicaca, Poopó) ou par de vastes salines (salars de Uyuni, Coipasa, etc.). Ses points les plus bas (3.530 m) sont localisés sous le niveau du Titicaca (3.810 m). Les altitudes, de l'ordre de 3.655-3.660 m dans les salars de Uyuni et Coipasa s'élèvent vers le Sud, dans le Lipez. Cette région, essentiellement volcanique, est caractérisée par la présence de nombreuses petites dépressions fermées, dont les altitudes sont comprises entre 4.000 et 4.800 m environ ; elles sont tapissées par des évaporites ou en partie submergées par des nappes d'eaux douces ou salées peu profondes.

Les climats actuels, de type tropical, sont caractérisés par une saison des pluies centrée sur les mois d'été (janvier, février). Les précipitations de l'ordre de 600 mm/an au niveau du lac Titicaca diminuent vers le Sud où elles atteignent des valeurs moyennes annuelles inférieures à 150 mm. Des advections d'air polaire, assez fréquentes, se traduisent en hiver mais parfois aussi en été par des perturbations frontales qui donnent des chutes de neige.

Les dépressions de l'Altiplano ont été le siège de plusieurs extensions lacustres quaternaires connues sous les noms de Ballivián (Bowman, 1909), Minchin (Steinmann, 1906) et Tauca (Servant, 1977). Des extensions lacustres plus anciennes ont eu lieu, notamment dans le bassin de Charaña, près de la frontière chilienne. Elles ne seront pas étudiées ici.

Les bassins de drainage des anciens lacs comprennent vers l'amont un domaine d'altitudes élevées, supérieures à 3.800 m, qui est celui des glaciations quaternaires. Dans la Cordillère orientale, les études faites principalement dans la région de La Paz, distinguent quatre glaciations majeures appelées de la plus ancienne à la plus récente : Calvario (Dobrovolny, 1962), Kaluyo, Sorata (Servant, 1977) et Choqueyapu (Troll, 1930). La dernière glaciation comprend deux épisodes d'avancées de glaciers reconnus près de La Paz (Troll *et al* 1935) et de Challapata (Servant, 1977). Les plus basses moraines se situent vers 3.800-3.900 m d'altitude à 1.000 m environ en dessous des glaciers actuels.

Les extensions lacustres qui seront analysées ici sont postérieures au deuxième interglaciaire (Kaluyo/

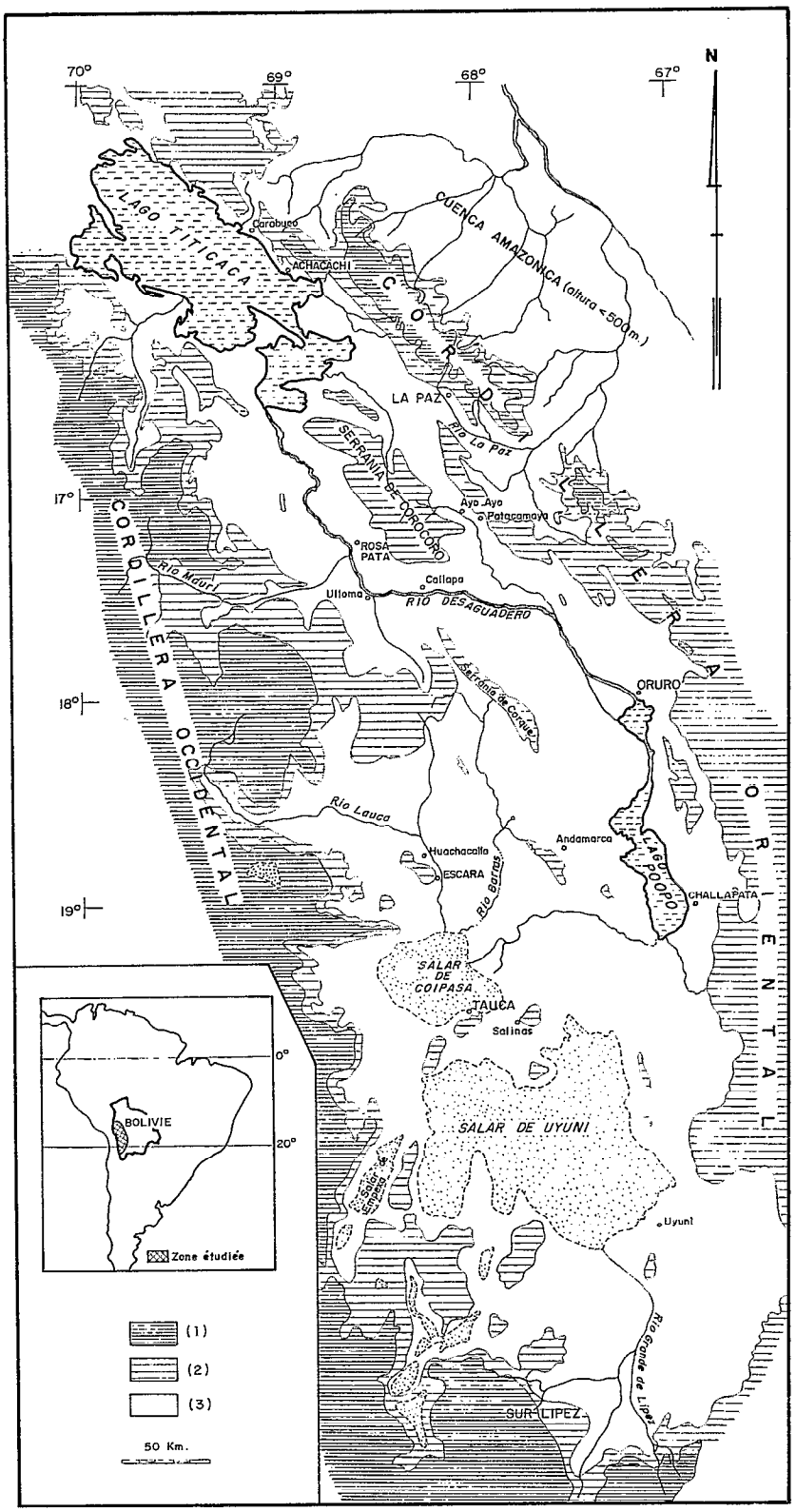


Fig. 1. — Croquis de l'Altiplano bolivien. (1), altitudes supérieures à 4.500 m ; (2), altitudes comprises entre 4.000 et 4.500 m ; (3), altitudes comprises entre 3.600 et 4.000 m.

Sorata). Celui-ci est caractérisé par des périodes complexes d'érosion comprenant une phase de morphogenèse avec façonnement de grands glacis d'ablation (glacis III), à laquelle succède une époque de pédogenèse.

Chronologie des variations d'extension des lacs quaternaires

La période lacustre Ballivián

Altiplano Nord

L'extension lacustre Ballivián est connue de longue date autour du Lac Titicaca : elle a donné naissance à une nappe d'eau dont la superficie était supérieure de 50 % environ au lac actuel (Ahlfed et Branisa, 1960). Les plus hauts dépôts connus se situent, en Bolivie, vers 3.850 m d'altitude. Les sédiments du lac Ballivián sont essentiellement formés de sables fins bien stratifiés où s'intercalent des couches plus ou moins argileuses ou limoneuses. Ils peuvent devenir caillouteux ou graveleux au débouché des rivières (Achacachi).

De part et d'autre de la vallée du Desaguadero, se situent des dépôts lacustres qui présentent une très grande extension *(formation Ulloma)*. Ces dépôts ont été attribués à la période Ballivián (Troll, 1927). Les plus hauts témoins, sont situés à 3.880 m d'altitude. Ceux qui ont été observés au Nord et à l'Est du lac Titicaca ne dépassent pas la cote 3.850 m. Cette différence dans l'altitude apparente de l'ancien plan d'eau n'est pas encore expliquée. Elle pourrait être due à des déformations tectoniques ou à l'existence de deux nappes d'eau séparées, l'une étant centrée sur le lac Titicaca actuel, l'autre sur la région du Desaguadero.

La *formation Ulloma* est essentiellement formée de sables fins bien lités localement très riches en nodules calcaires. Des argiles ou des limons argileux s'y développent surtout dans la partie supérieure. Une couche de diatomite, directement surmontée par des sables caillouteux, y a été observée au sommet, à l'Est de la confluence du Rio Desaguadero et du Rio Mauri. Dans la même région la base de la formation est soulignée par un banc discontinu de cinérite. Les dépôts passent latéralement, sur la bordure de l'ancienne nappe d'eau, à des argiles vertiques à nodules calcaires. Ils deviennent caillouteux dans les zones deltaïques notamment au débouché du Rio Mauri.

Les sédiments lacustres sont largement développés de part et d'autre du Desaguadero jusqu'à Ulloma. Ils disparaissent à quelques kilomètres en aval de cette localité. Le lac Ballivián était limité ici par un seuil topographique qui empêchait son extension vers les zones méridionales plus déprimées (bassin du Poopó). Les surfaces morphologiques assimilées

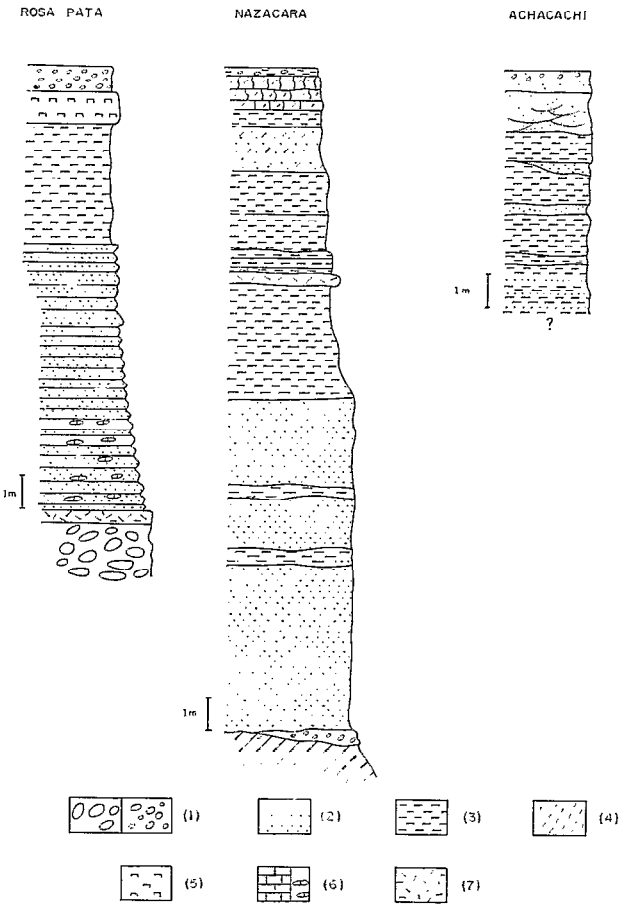


Fig. 2. — Exemples de successions lithologiques dans les dépôts du lac Ballivián. (1) gravats ou cailloutis ; (2) sables ; (3) argiles ; (4) limons ; (5) diatomite ; (6) calcaires ou nodules calcaires ; (7) cinérite.

à des témoins lacustres en aval de ce seuil par les cartes géologiques sont en réalité des témoins de glacis d'ablation. Le lac Ballivián ne s'étendait pas vers le Sud. Ce point a été démontré par Troll (1926) et nos observations en donnent confirmation.

La *formation Ulloma* renferme quelques fossiles de Vertébrés parmi lesquels des restes de *Mastodon* (Pompecki, 1905). Par analogie avec la faune de Tarija (qui n'est d'ailleurs pas située avec précision dans le Quaternaire), les auteurs ont attribué les gisements fossilifères de la *formation Ulloma* au Pléistocène ancien. L'analyse géomorphologique permet de rejeter définitivement cette interprétation. La *formation Ulloma* repose directement ou par l'intermédiaire d'une surface de dissection sur un glacis d'ablation encore bien conservé sur les pieds monts de la *serrania* de Corocoro (fig. 3). Ce glaci- (désigné par le chiffre III) est connu dans de nombreuses autres régions de l'Altiplano et au pied de la

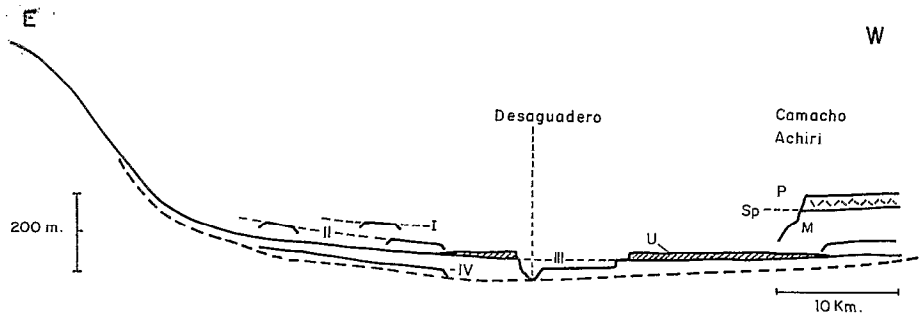


Fig. 3. — Localisation géomorphologique de la formation Ulloma (lacustre Ballivián) (d'après SERVANT, 1977). M, Miocène; Sp. surface d'érosion près Perez ; P, ignimbrite Perez (2,5 MA) ; I, II, III, glacis d'ablation ; U, formation Ulloma (une surface de dissection non représentée ici, existe localement entre le glacis III et la formation Ulloma) ; IV, bas glacis.

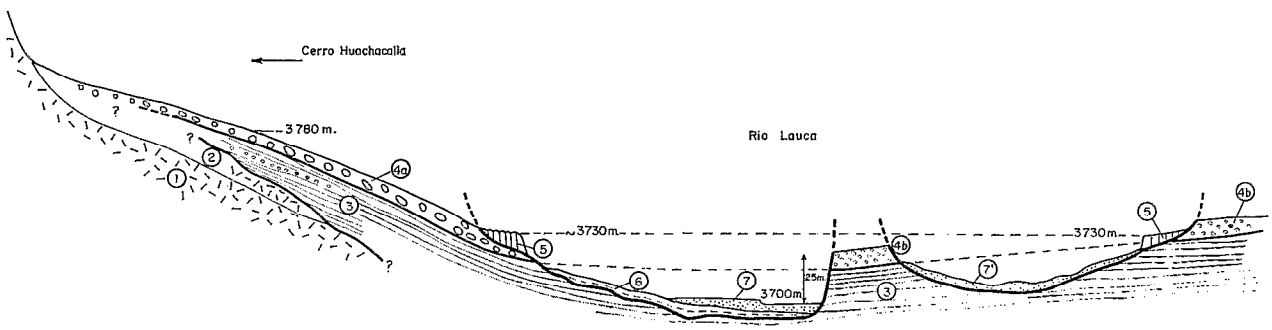


Fig. 4. — Le Quaternaire de la région de Huachacalla. Diagramme stratigraphique. 1, 2 : substratum volcanique quaternaire. 3 : Formation Escara (visible sur 15 m d'épaisseur) corrélée avec les dépôts du lac Ballivián. 4a : Cônes très grossiers et mal classés ; 4b : graviers et cailloutis (10 m d'épaisseur). Surface d'érosion. 5 : Récifs d'algues (formation Minchin). 6 : Limons calcaires à diatomées (phases lacustres Minchin et Tauca indifférenciées). 7 : Basse terrasse sableuse.

Cordillère Royale ; il s'est élaboré pendant le deuxième interglaciaire Kaluyo/Sorata (SERVANT *et al.*, 1977). Il ne peut donc pas se rattacher à une période très ancienne du Quaternaire. La *formation Ulloma* qui lui est postérieure est relativement récente (fin Pléistocène moyen?).

Altiplano Sud

La période lacustre Ballivián est demeurée jusqu'à présent inconnue dans les bassins de Uyuni, Coipasa et Poopó. Des dépôts lacustres, largement développés autour du salar de Coipasa (et peut-être au Sud du salar de Uyuni dans la région de San Juan), semblent se rattacher à cette période. Les affleurements les plus significatifs se situent autour du massif volcanique de Huachacalla, dans les environs de Escara et sur les rives du Rio Lauca (fig. 4). Les dépôts *(formation Escara)* observés sur 15 m d'épaisseur, sont essentiellement constitués de limons blancs à diatomées, riches en silex, localement argileux ou calcaires. Ils comprennent des intercalations de cailloux au pied des reliefs. Les plus hauts témoins, situés vers 3780 m impliqueraient l'existence d'une nappe d'eau très étendue (supérieure en extension à celle du lac Minchin) avec submersion de tous les bassins de l'Altiplano méridional. Mais la *formation Escara* n'a pas été jusqu'à présent observée autour du lac Poopó et il semble possible que l'altitude actuelle des plus hauts dépôts ne corresponde pas à celle de l'ancien plan d'eau. Celui-ci a pu être déformé par des mouvements tectoniques.

La période interlacustre Ballivián-Minchin

Altiplano Sud

L'abaissement du niveau du lac où se sont déposés les sédiments de la *formation Escara* a été suivi par la mise en place, au pied des massifs et sur cette formation, de grands cônes d'épandages très grossiers (fig. 4). Une phase de dissection, avec enfoncement de vallées, a eu lieu par la suite avant l'extension du lac Minchin. Elle semble avoir été suivie par l'élaboration d'un petit glacis d'ablation dont quelques témoins apparaissent au Nord-Est du massif de Huachacalla (Payrapurani). Ce glacis,

désigné par le chiffre IV, apparaît plus clairement, en contrebas du glacis III, autour du salar de Uyuni, et à l'Ouest du lac Poopó. Il est largement recouvert par des dépôts lacustres plus récents. A l'Ouest et au Sud-Ouest du lac Poopó des champs de dunes en partie fossilisés par les sédiments du lac Minchin se rattachent vraisemblablement à l'interlacustre Ballivián/Minchin. Au Nord du rio Lauca, la *formation Escara* est ennoyée par des épandages de graviers. Ces derniers forment la surface supérieure des buttes témoins qui accidentent les plaines du Lauca.

Altiplano Nord

Dans la région du Desaguadero, près de la confluence avec le rio Mauri, le sommet de la *formation Ulloma* est caractérisé par un passage brutal des faciès lacustres diatomiques à des dépôts caillouteux (fig. 2). Cette évolution lithologique suggère un abaissement rapide du plan d'eau. Après l'assèchement, les écoulements superficiels ont été momentanément drainés vers le Nord. Les zones de confluence des rivières actuelles avec le rio Desaguadero portent encore aujourd'hui les traces de cette ancienne direction d'écoulement. Mais un phénomène d'érosion régressive, développée à partir du bassin du Poopó, a modifié profondément le réseau hydrographique. Une capture est intervenue entre Callapa et Ulloma. Elle a entraîné l'individualisation du rio Desaguadero actuel. Une communication s'est établie entre le bassin du lac Titicaca et les bassins du Sud de l'Altiplano. En amont de la capture, le rio Desaguadero et ses affluents se sont enfoncés dans la *formation Ulloma* et dans les dépôts tertiaires sous-jacents. L'amplitude du creusement, de l'ordre de 40 m à Ulloma, diminue en direction du lac Titicaca. Cette phase de creusement a été suivie par la genèse d'un glacis d'ablation qui est bien développé sur les flancs des plus grandes vallées à quelques mètres au-dessus des rivières actuelles au Sud-Ouest et à l'Ouest de la serrania de Corocoro. Ce glacis (désigné par le chiffre IV) se raccorde morphologiquement, au pied des plus hauts reliefs rocheux, à de grands cônes d'épandages.

Autour du lac Titicaca, la régression de la nappe d'eau est attestée par un enfoncement des rivières dans les dépôts lacustres. Le creusement est au minimum de 8 m dans les environs immédiats du lac. Le fond du Titicaca présente dans sa morphologie des traces nettes d'écoulements superficiels (Boulangé, 1975). La plus grande partie Sud-Est du lac Titicaca s'est alors asséchée, ce qui implique un abaissement du plan d'eau de 15 m environ par rapport à sa position actuelle. La phase de façonnement du glacis IV, reconnue aux abords du Desaguadero, n'est pas clairement identifiée près du lac Titicaca mais elle apparaît localement en amont au pied de la Cordillère orientale. Des cordons sableux éoliens semblent s'être formés pendant la régression du lac Ballivián : ils apparaissent sous des dépôts lacustres attribués en première hypothèse à l'extension Minchin dans la presqu'île de Zañuta à l'Ouest de Carabuco, au Nord du lac Titicaca.

La période lacustre Minchin

Altiplano Nord

Une élévation du niveau du lac Titicaca est observée après la phase précédente d'érosion mais cette élévation a été limitée par l'ouverture du rio Desaguadero : les eaux ont pu se déverser vers le Sud de l'Altiplano. Des dépôts lacustres argileux et sableux situés au Nord et à l'Est du lac Titicaca, entre 10 et 15 m au-dessus du plan d'eau actuel, sont attribuables à cette nouvelle extension lacustre.

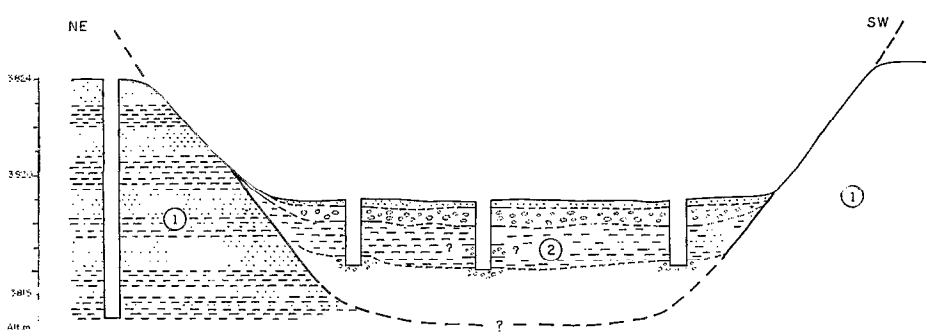


Fig. 5. — Le Quaternaire de la région de Batallas (à l'Est du lac Titicaca). Diagramme stratigraphique (d'après Ortuño, 1978). 1 : Dépôts lacustres du lac Ballivián (sables fins bien lités à couches argileuses intercalées. Surface d'érosion. 2 : Dépôts récents comprenant de haut en bas : a) limons probablement lacustres ; b) cailloux et cailloutis ; c) argiles lacustres avec cailloux et cailloutis localement intercalés ; d) cailloux et cailloutis. Un témoin de paléosol a été localement observé sous les cailloutis b.

Altiplano Sud

Les bassins Uyuni, Coipasa et Poopó ont été submergés par une nappe d'eau très étendue (de l'ordre de 60000 km²). Le niveau lacustre a atteint 3760 m d'altitude ce qui implique une profondeur maximale d'au moins 100 m.

Les dépôts du lac Minchin se présentent sous deux faciès différents : des constructions récifales algaires et des sédiments silto-argileux à sableux plus ou moins calcaires parfois diatomitiques.

Les constructions algaires, spectaculaires et de formes très variées, tapissent parfois de manière continue les anciennes pentes sous-lacustres quand celles-ci sont fortement inclinées et de nature rocheuse. On les rencontre sur des pentes faibles en colonies plus ou moins isolées. Les récifs d'algues sont bien développés sur des terrasses d'abrasion littorale. Ces dernières se situent vers 3740, 3720 et 3700 m d'altitude. Les niveaux lacustres se suivent de manière continue sur de grandes distances mais quelques anomalies d'origine probablement tectonique peuvent être signalées. Les plus hautes terrasses d'abrasion littorale manquent par exemple autour du volcan de Coipasa et dans certains secteurs du massif de Salinas Garci de Mendoza.

Les sédiments se situent à l'écart des zones récifales dans les creux topographiques ou accolés sur les pentes mais ils peuvent être surmontés par les récifs d'algues (Culluri). Il est généralement difficile de les distinguer des dépôts lacustres plus récents dans les zones qui correspondent au domaine d'extension du lac Tauca sous la courbe de niveau 320 m. Au-dessus de cette altitude, les dépôts du lac Minchin se présentent sous des faciès variés : alternances de sables fins à *ripplemarks*, d'argiles et parfois de cailloutis, dalles calcaires à coquilles de Mollusques, faluns à Gastropodes, etc. L'épaisseur des couches lacustres est assez faible sur la bordure des bassins : une dizaine de mètres en moyenne. Mais elle pourrait être beaucoup plus importante dans le fond des dépressions. Un sondage effectué par la Compagnie YPFB dans le salar de Uyuni indiquerait une puissance d'au moins 100 m (Brockmann, com. orale).

L'évolution détaillée du lac Minchin n'est pas encore connue. Les séries lacustres accessibles à l'observation et attribuables sans risque d'erreur à cette nappe d'eau se situent à des altitudes trop élevées, au-dessus de 3.720 m, pour permettre une analyse continue de l'ensemble de la période lacustre.

Le niveau du lac a atteint 3760 m d'altitude. Mais il ne s'est pas maintenu longuement à cette cote maximum. Les constructions algaires y sont peu développées et il n'y a pas eu façonnement de surface d'abrasion littorale.

Par contre, les terrasses d'abrasion sont fréquentes et très bien marquées vers 1740, 3720 et 3700 m environ. Elles indiquent une stabilisation prolongée du plan d'eau. La position chronologique de ces terrasses par rapport au maximum lacustre n'apparaît pas de manière évidente sur le terrain. Elles ont pu s'élaborer pendant la phase transgressive du lac ou au contraire pendant la période régressive. La deuxième hypothèse que nous avons adoptée dans le graphique de la fig. 9, paraît plus probable mais elle mériterait d'être vérifiée. Si les terrasses s'étaient formées pendant la période d'élévation du plan d'eau les constructions algaires qui les tapissent devraient être surmontées par des sédiments lacustres correspondants aux phases d'approfondissement postérieures du lac. Cette superposition n'a pas été observée. Par contre, quelques coupes montrent que les récifs d'algues peuvent reposer sur des sédiments lacustres.

Quatre datations par le ^{14}C ont été effectuées sur des coquilles des dépôts du lac Minchin situées vers 3720 m d'altitude. Deux d'entre elles donnent seulement un âge limite supérieur : 20000 ou 30000 ans B.P. Deux autres analyses faites sur le même niveau, donnent 27500±800 ans B.P. et 26000±600 ans B.P. Si la terrasse lacustre localisée vers 3.720 m est bien postérieure au maximum du lac Minchin, il faut admettre d'après ces datations que la plus grande extension de la nappe d'eau est antérieure à 27500 ans B.P.

Interlacustre Minchin/Tauca

Dans la région du lac Titicaca, l'abaissement du niveau du lac est attesté par des dépôts caillouteux discontinus qui reposent sur les argiles lacustres de la période précédente. Un témoin de paléosol a été observé sous ces dépôts grossiers dans la région de Batallas (Ortuño, 1978) : il est caractérisé par des accumulations ferrugineuses dans les pores et sur les parois des tubulures d'anciennes racines. Il n'est pas possible, pour le moment, de préciser si le plan d'eau s'est abaissé au-dessous de sa position actuelle.

Dans la partie sud de l'Altiplano, cette période interlacustre est attestée sur la bordure des bassins par une surface de ravinement ou par des plaquages de sables éoliens ou de dépôts fluviatiles qui remanient localement des débris d'algues Minchin (Playa Verde, Tauca, Remedios). Une couche de sel, rencontrée à une vingtaine de mètres de profondeur par le sondage qui a été effectué dans le salar de Uyuni indique un assèchement probable du lac Minchin.

Des retouches morphologiques observées notamment dans la région du Desaguadero se rapportent vraisemblablement à la période interlacustre Minchin/Tauca. La plus importante se développe au Nord

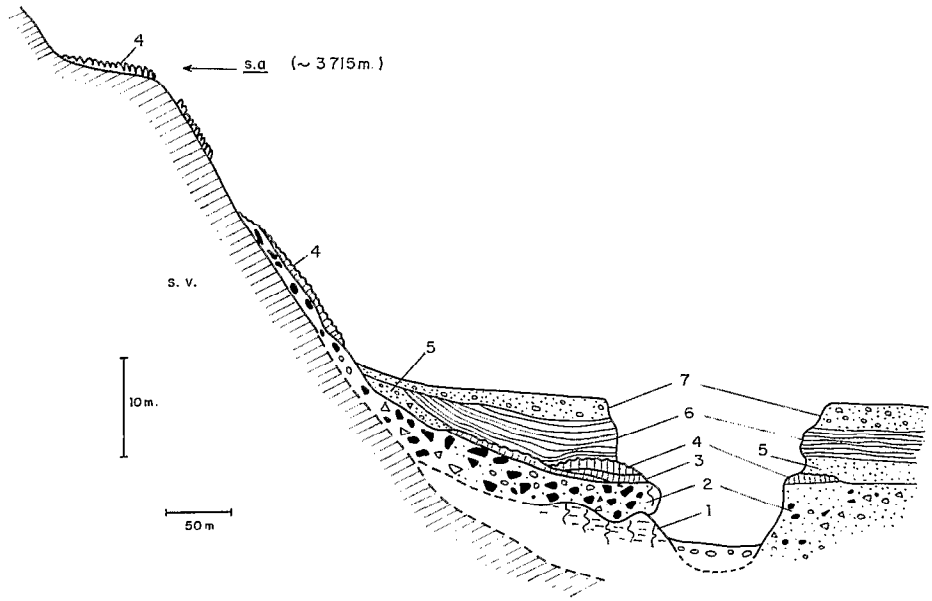


Fig. 6. — Coupe dans le Quaternaire de Tauca. S.V. substratum volcanique quaternaire. 1 : Paléosol argileux. Ravinement. 2 : Éboulis et gravats plus ou moins sableux (ép. : 2 m max.). 3 : Dalles calcaires bréchiques localement oolithiques. 4 : Constructions d'algues calcaires (lacustre Minchin). 5 : Sables éoliens probablement remaniés par ruissellement ; débris d'algues remaniés ; localement cailloutis (ép. : 0 à 3 m). 6 : Dépôts argileux à sableux fins, finement lités, à passées limoneuses et calcaires ; coquilles de Gastropodes. (Formation Tauca, ép. : 2,50 m environ). 7 : Sables à cailloutis (ép. : 2 m environ).

de Callapa sous la forme d'une surface d'ablation qui se situe en contrebas du glacis IV.

La période lacustre Tauca

Le lacustre Tauca intéresse toutes les dépressions de l'Altiplano mais il est peu marqué au Nord, où l'élévation du niveau du Titicaca a été limitée par le déversement des eaux dans le Desaguadero. On peut lui attribuer les sédiments argileux d'une basse terrasse qui se situe à quelques mètres au-dessus du lac actuel.

Les dépôts lacustres sont par contre très développés autour du Poopó et des salars de Uyuni et Coipasa. Ce sont généralement des diatomites calcaires ou argileuses, de 2 à 5 m d'épaisseur, qui moulent une topographie très proche de l'actuelle. Sur les bordures des bassins, ces dépôts passent à des sables fins lités, à petites coquilles de Gastropodes, parfois encadrés par des cailloutis ou des sables grossiers fluviatiles, à stratifications obliques ou entrecroisées.

Les plus hauts témoins lacustres se rencontrent au voisinage de la courbe de niveau 3720 m. Cette courbe coïncide approximativement avec les contours de l'ancien lac quand celui-ci se trouvait à son maximum d'extension. Il présentait alors une superficie de 43000 km² environ et une profondeur maximale supérieure à 60 m. Il se subdivisait en trois nappes d'eau presque indépendantes centrées sur le Poopó et les salars de Uyuni et Coipasa (fig. 8). L'alimentation par le réseau hydrographique était principalement assurée au Sud par le Rio Grande de Lipez, au Nord-Ouest par le Rio Lauca, au Nord-Est par le Desaguadero qui est un exutoire du Titicaca. Le bassin de drainage, très étendu, incluait en particulier, vers l'amont, les glaciers qui descendent vers l'Altiplano à partir de la Cordillère orientale et de la Cordillère occidentale.

Dans le Sud-Ouest bolivien (Lipez) les petites dépressions individualisées dans un paysage volcanique étaient occupées par des lacs fermés dont les terrasses littorales se situent en moyenne à 5 ou 10 m au-dessus du fond des cuvettes. La terrasse de Laguna Chiat Khota par exemple forme une ligne presque continue autour de la mare actuelle. Elle comprend des encroûtements calcaires où l'on observe une juxtaposition de petites colonies algaires et de dépôts calciteux autour d'anciennes tiges végétales.

La dernière étape du lacustre Tauca est représentée par une basse terrasse argileuse, surmontée par une dalle calcaire, largement étendue autour des salars de Uyuni et Coipasa. Les dépôts ont été légèrement érodés avant la mise en place d'une croûte de sels qui tapisse les zones les plus déprimées.

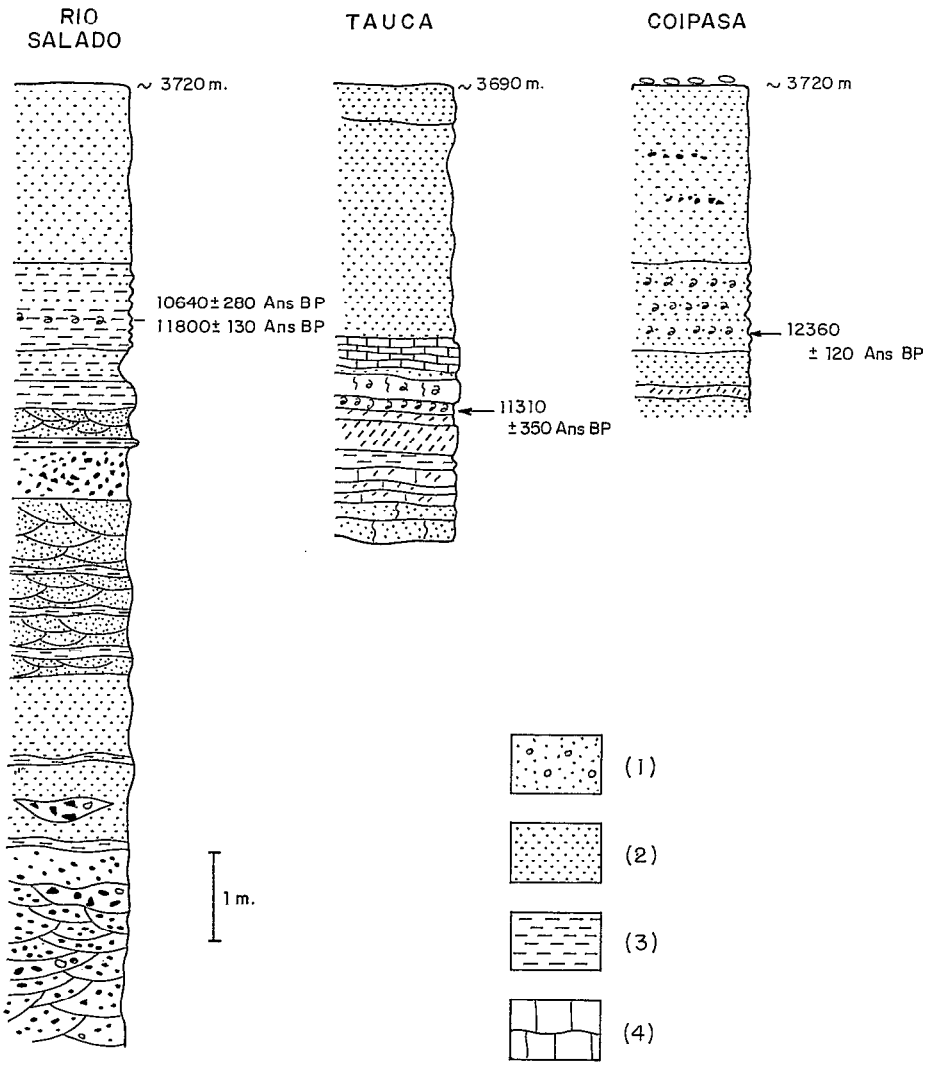


Fig. 7. — Exemples de successions lithologiques dans la formation Tauca. 1 : gravats ou cailloutis ; 2 : sables ; 3 : argiles ; 4 : calcaires.

Plusieurs datations par le ^{14}C ont été effectuées sur des coquilles ou des calcaires lacustres (tabl. I). Les teneurs en ^{13}C des carbonates indiquent un équilibre isotopique avec le CO^2 de l'atmosphère qui constitue la référence pour le calcul des âges. Ceux-ci sont donc représentatifs*.

Les plus hauts dépôts lacustres, autour des salars de Uyuni et Coipasa, ont donné des âges compris entre 12 360±120 ans et 10 640±280 ans B.P.

Les dépôts les plus bas, immédiatement antérieurs à l'asséchement, ont été datés de 10 020±160 et 10 380±180 B.P.

Deux anomalies apparentes doivent être signalées. Dans la coupe du Rio Salado, le même niveau stratigraphique a donné des résultats différents : 10 640 ans B.P. environ sur des coquilles de Gastropodes, 11 800 ans B.P. sur la fraction calcaire, inférieure à 200 μ, du sédiment encaissant. Cet écart peut être dû à trois types de mécanismes. (1) La couche datée peut contenir des particules carbona-

* En toute rigueur, les âges apparents devraient être corrigés de l'enrichissement en ^{14}C provoqué par la précipitation du carbonate par rapport à la teneur de référence qui correspond à celle d'un bois.

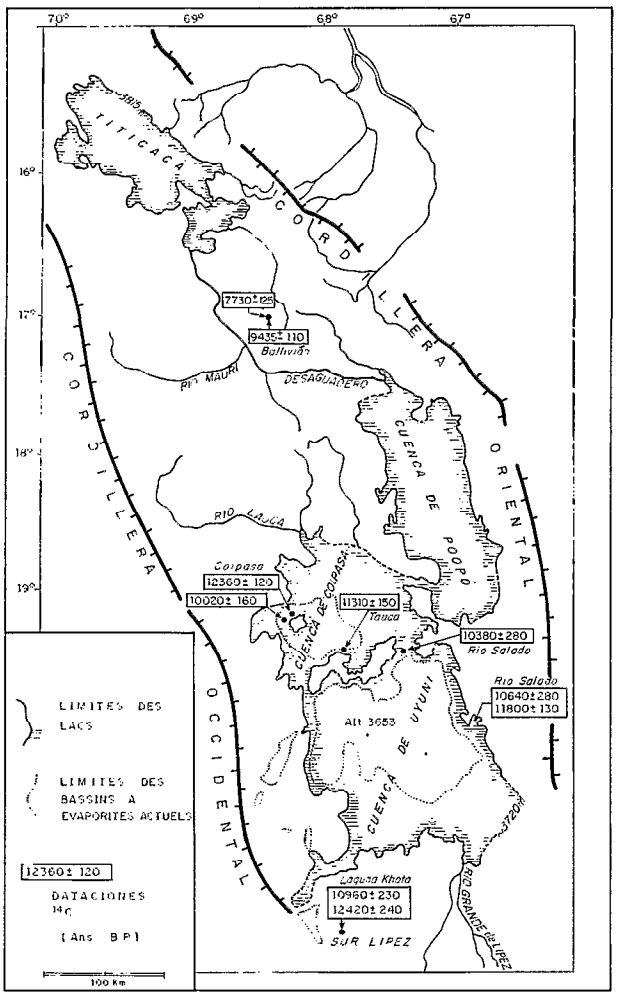


Fig. 8. — Extension maximale du lac Tauca. La surface du lac Titicaca était proche de l'actuelle (8.000 km²). Les nappes d'eau du Sud de l'Altiplano s'étendaient sur 43.000 km² environ.

tées remaniées à partir d'un sédiment un peu plus ancien que les tests de Mollusques. (2) Le carbonate inorganique peut avoir précipité à partir d'un bicarbonate en provenance de la nappe et non encore reéquilibré avec l'activité de l'atmosphère. (3) Il est possible aussi que la colonisation biologique ait fait suite à un dépôt carbonaté inorganique.

A Laguna Chiat Khota, les encroûtements algaires sont plus récents (10970 ans B.P.) que les autres encroûtements calcaires qui leur sont associés (12420 ans B.P.). La coexistence, dans la même terrasse, de dépôts d'âges séparés par plus d'un millénaire pourrait indiquer que le niveau de l'ancien lac est resté assez stable pendant une longue période, ce qui mériterait d'être vérifié par de nouvelles analyses.

Dans le Sud-Ouest bolivien, le niveau actuel de la laguna Colorada submerge partiellement une surface d'érosion qui recoupe des diatomites peut-être attribuables au lacustre Tauca ; un asséchement, accompagné d'un léger creusement, a donc précédé l'installation du lac actuel. A Empexa, RISACHER (1976) distingue plusieurs séquences évaporitiques qui sont séparées par des argiles lacustres, ce qui suggère une succession de mise en eau et d'asséchements liés aux oscillations de la nappe phréatique ou aux variations des apports liquides par les rivières. A Pastos Grandes, une croûte pisolithique calcaire, datée de 620±220 ans B.P., a été disloquée par cryoturbation avant la formation, sous une mince tranche d'eau, de pisolithes actuels et subactuels (RISACHER, 1978).

En amont des dépressions et dans la partie Nord de l'Altiplano, les axes hydrographiques sont caractérisés par une basse terrasse holocène où l'on peut distinguer deux unités lithographiques successives.

— A la base se situent des limons gris à diatomées localement riches en tourbes. Des lentilles caillouteuses peuvent y être intercalées mais elles sont exceptionnelles. Les dépôts fins se raccordent sur les flancs des vallées à un sol noir. Ce dernier est très développé dans certaines régions de l'Altiplano, principalement au pied de la Cordillère Royale. Il indique une bonne fixation des versants pendant la période où il s'est formé.

— Au sommet, la basse terrasse est exclusivement formée de sables fins grossiers à cailloux et cailloutis. Le creusement qui a succédé à la mise en place de ces dépôts présente une amplitude très variable, de 2 à 8 m environ. Cette phase d'érosion intéresse aussi les versants : les sols noirs y sont en voie de disparition par ravinement.

Les tourbes de l'unité inférieure ont été datées de 9435±110 ans vers la base et de 7730±125 ans B.P. vers le sommet (coupe de Ballivián).

DISCUSSION PALÉOCLIMATIQUE

Les extensions lacustres

Situation par rapport aux glaciations

Les essais de corrélations entre les échelles stratigraphiques établies sur les bordures des bassins et au pied de la Cordillère orientale (SERVANT, 1977) montrent que les extensions lacustres ont eu lieu pendant les époques glaciaires. Mais la position des hauts niveaux lacustres par rapport aux phases d'avancées maximales des glaciers n'a pas pu être établie jusqu'à présent par l'observation directe. Les datations par le ^{14}C dégagent sur ce point une première indication. Le dernier pléniglaciaire a eu

TABLEAU I

Datation par le ^{14}C de dépôts lacustres ou fluviatiles de l'Altiplano Bolivien

Stratigraphie	N°	Localisation	Alt (m)	Nature	Age B.P.	$\delta\,^{13}C$/PDB.
Phase d'extension lacustre « Minchin »	402	A l'Est du lac Uru-Uru	~3.720 m	Coquilles	27.500±800	+2,20
	403	A l'Est du lac Uru-Uru	~3.720 m	Coquilles+petites concrétions carbonatées	26.300±600	+2,10
Phase d'extension lacustre « TAUCA »	40	Coipasa	~3.720 m	Coquilles	12.360±120	+1,24
	167	Rio Salado	~3.720 m	Coquilles	10.640±280	+2,46
				Sédiments	11.800±130	+3,31
	230	Tauca	~3.695 m	Coquilles	11.310±350	+1,04
	169	Laguna Chiar Khota	4.125 m (+10 m par rapport au fond de la dépression)	Encroûtement algaire	10.970±230	+3,68
	170	Laguna Chiar Khota	4.125 m	Encroûtement calcaire	12.420±240	+3,72
	42	Coipasa	~3.660 m	Dalle calcaire	10.020±160	+1,18
	126	Salinas Garci Mendoza	~3.660 m	Dalle calcaire	10.380±180	+2,98
Basse terrasse Fluviatile	197	Estación Ballivian		Tourbe	9.435±110	
	198	Estación Ballivian		Tourbe	7.730±125	

lieu au Pérou, dans la Cordillère Vilcanota, au Nord-Ouest du lac Titicaca, entre 28000 et 14000 ans B.P., et sans doute plus près de 14000 que de 28000 ans B.P. (MERCER et PALACIOS, 1977). Nous ne pouvons pas actuellement préciser l'extension des nappes d'eau à cette époque dans les bassins de l'Altiplano. Mais il est probable que les plus hauts niveaux du lac Minchin, situés au-dessus de la terrasse datée de 27-26000 ans B.P., sont de beaucoup antérieurs. Ceux du lac Tauca sont nettement postérieurs au pléniglaciaire : ils se situent vers 12500-11000 ans B.P.

En première hypothèse, nous pouvons transposer les indications données par les datations sur la position chronologique du lacustre Tauca aux extensions plus anciennes des nappes d'eau. La transgression du lac Ballivián pourrait se situer après le maximum de la glaciation Sorata pendant une période de transition entre une époque glaciaire et une époque interglaciaire. L'élévation du niveau du lac Minchin aurait eu lieu après la première grande avancée des glaciers de la dernière glaciation (Choqueyapu I) pendant une période de transition entre une époque stadiaire et une époque interstadiaire.

Interprétation paléohydrologique

L'extension des nappes d'eau de la période lacustre Tauca s'est largement développée dans les dépressions de Uyuni, Coipasa et Poopó qui sont caractérisées par un très grand bassin de drainage. Par contre, l'élévation des plans d'eau a été peu marquée dans les dépressions du Sud-Ouest bolivien (Lipez) dont les bassins de drainage sont peu étendus. Une relation semble exister entre les surfaces drainées par les lacs et la hauteur des plans d'eau. Nous pouvons en conclure que la cause essentielle des extensions lacustres se situe dans une augmentation des apports liquides latéraux.

Une forte diminution de l'évaporation est improbable. Si elle avait eu lieu, nous observerions des hauts niveaux lacustres dans toutes les dépressions y compris dans celles dont les bassins de drainage sont peu étendus. Il semble au contraire que l'évaporation s'est maintenue dans des valeurs élevées. La flore diatomique du lac Tauca indique des paléosalinités de l'ordre de 30 à 40 g/l (SERVANT-VILDARY, 1977). Ces fortes teneurs en éléments dissous peuvent s'expliquer en partie par une dissolution d'évaporites antérieures et par un lessivage des formations tertiaires, souvent salifères, de l'Altiplano. Mais il est peu probable qu'elles auraient atteint des valeurs aussi élevées sans une évaporation très marquée.

L'augmentation du volume des apports liquides latéraux au lac Tauca peut s'expliquer par des précipitations accrues sur l'ensemble des bassins de drainage ou par une participation plus accentuée des eaux de fonte des glaciers à l'alimentation des bassins lacustres. Les données actuellement disponibles ne permettent pas de savoir s'il y a eu ou non augmentation des précipitations. Par contre, les datations radiométriques montrent que l'élévation des niveaux lacustres a eu lieu après le dernier pléniglaciaire. Les eaux de fonte des glaciers ont pu participer activement et peut-être de manière déterminante, à l'alimentation du lac Tauca. Celui-ci ne peut donc pas être assimilé pour le moment à un lac pluvial. La même conclusion pourrait s'appliquer aux extensions lacustres plus anciennes.

Le recul des glaciers ne constitue pas un phénomène continu. Il peut être accidenté par des phases de stationnement ou des réavancées glaciaires momentanées qui sont soulignées par des accumulations morainiques. Un exemple en est donné, pour la fin du Pléistocène, par l'évolution des glaciers dans la Cordillère Royale à l'Est du lac Titicaca (NOGAMI, 1970) et dans la Cordillère Vilcanota au Nord-Ouest (MERCER et PALACIOS, 1977). Dans cette dernière région, une pulsation positive des glaciers a eu lieu vers 11500 ans et a culminé vers 11000 ans B.P. Elle est contemporaine d'une partie de la période lacustre Tauca. Mais le nombre des datations radiométriques et la précision des observations sont encore insuffisantes pour déterminer le rôle éventuel des oscillations glaciaires qui se situent à l'échelle du siècle ou du millénaire dans le bilan hydrologique des nappes d'eau.

Les périodes interlacustres

L'interlacustre actuel

Le lac Tauca s'est au moins partiellement asséché vers 10000 ans B.P. A cette date, les glaciers des Andes péruviennes présentaient une extension à peine plus grande qu'actuellement (MERCER et PALACIOS, 1977). Si cette observation devait être généralisée à l'ensemble des Andes boliviennes, nous pourrions admettre que le retrait des glaciers était pratiquement terminé au début de l'Holocène. Une forte diminution du volume des eaux de fonte est donc vraisemblable à cette époque. Elle pourrait expliquer, sans modification majeure des précipitations, l'abaissement rapide du niveau du lac Tauca un peu avant 10000 ans B.P.

Les oscillations des plans d'eau, décelées dans les bassins de Empexa et du Sud-Est bolivien, ont eu une faible amplitude pendant l'Holocène. Nous pouvons en conclure que les variations du rapport Précipitation/Évaporation exprimé en valeurs moyennes annuelles se situent, pendant cette période, autour d'une valeur moyenne proche de l'actuelle. Les premières études palynologiques faites dans la région de La Paz indiquent que des conditions climatiques sèches se sont maintenues dans cette région depuis 7000 ans B.P., à l'exclusion d'une phase plus humide qui est datée de 2500 ans B.P. environ (GRAF, 1975). Nous n'avons pas d'information de ce type pour les périodes antérieures à 7000 ans B.P.

Les faibles variations du rapport Précipitation/Évaporation pendant l'Holocène n'excluent pas l'existence au cours de cette période de changements climatiques importants. La basse terrasse fluviatile, qui est largement conservée dans la partie Nord de l'Altiplano, indique qu'une modification est intervenue, après 7700 ans B.P. environ, dans la nature des écoulements superficiels. Les dépôts limoneux et localement organiques, datés de l'Holocène ancien, qui tapissent le fond des vallées impliquent des écoulements lents et dépourvus de crues très marquées. Ces conditions hydrologiques sont incompatibles avec un climat tropical à pluies saisonnières et orageuses. Elles pourraient s'expliquer dans un contexte climatique à précipitations fines ou neigeuses, peut-être bien réparties sur l'année, susceptibles d'alimenter les rivières de manière régulière. Un changement radical est observé dans la sédimentation fluviatile après 7 700 ans B.P. : cette sédimentation devient caillouteuse ou graveleuse. Ces nouvelles conditions sont celles que nous observons actuellement sous un climat de type tropical.

L'interlacustre Minchin/Tauca

Cette phase paléogéographique se situe dans les limites de la dernière glaciation avant 13 000 ans et après 27 000 ans B.P. Sa position chronologique n'est pas déterminée avec précision. En première hypothèse, elle pourrait correspondre à la période sèche qui a été individualisée dans de nombreuses régions interpropicales vers 18 000 ans B.P. en Amérique

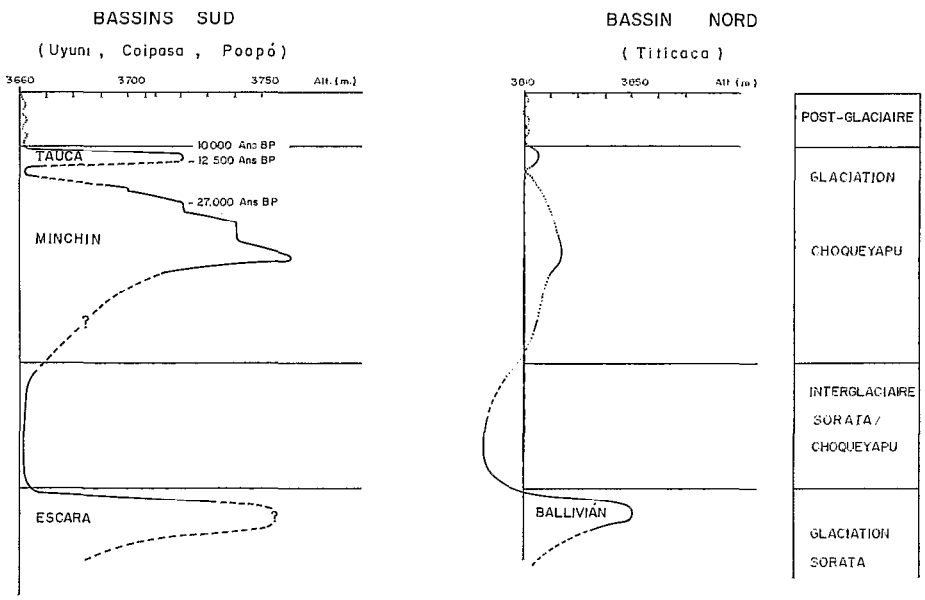


Fig. 9. — Les variations du niveau des lacs au Sud et au Nord de l'Altiplano. Premières interprétations.

du Sud (TRICART, 1977) et en Afrique (SERVANT, 1974). La disparition à cette époque de la forêt dense amazonienne a pu diminuer considérablement les transferts de vapeur d'eau en direction des Andes boliviennes d'où une accentuation de la sécheresse et un abaissement du niveau des lacs de l'Altiplano.

L'interlacustre Ballivián/Minchin

La baisse du niveau du lac Ballivián a pu s'effectuer, comme celle du lac Tauca en fin de période glaciaire. Elle a conduit, pendant l'interglaciaire Sorata/Choqueyatu, à un assèchement presque complet de la partie Sud-Est du lac Titicaca. Cet assèchement implique une diminution par rapport à l'actuel des valeurs moyennes annuelles du rapport Précipitation/Évaporation.

Le problème paléoclimatique des Andes tropicales aux latitudes de la Bolivie

Les incertitudes qui règnent actuellement sur l'extension des nappes d'eau pendant la dernière grande avancée glaciaire après 28000 ans B.P. s'opposent à une discussion paléoclimatique détaillée. Celle-ci deviendra possible quand il sera confirmé que les plus hauts niveaux du lac Minchin sont antérieurs à 27 000 ans B.P., ce que nous croyons très probable.

Pour le moment, il existe de fortes présomptions pour penser que les extensions maximales des lacs coïncident avec une augmentation des apports liquides issus de la fonte des glaciers vers la fin d'une glaciation ou d'un stade glaciaire. Les hauts niveaux lacustres n'impliquent pas de ce fait une augmentation très marquée des précipitations sur l'ensemble des bassins de drainage. Nous savons, par ailleurs, que le post-glaciaire et le dernier interglaciaire (Sorata/Choqueyapu) correspondent à des conditions climatiques aussi sèches ou plus sèches qu'actuellement.

Finalement, et dans l'état actuel des connaissances, il est difficile de démontrer l'existence de périodes caractérisées par une forte augmentation des précipitations dans le Quaternaire de l'Altiplano depuis le dernier interglaciaire. Corrélativement, il n'est pas possible d'expliquer les avancées des glaciers par une suralimentation dans des conditions climatiques plus humides. Le phénomène serait donc lié essentiellement aux abaissements de température qui sont observés de manière approximativement synchrones dans l'ensemble du globe. Mais il n'est pas démontré que ces abaissements ont été suffisants pour permettre les grandes glaciations des Andes tropicales. Les températures du dernier pléniglaciaire se situeraient seulement à 1 ou 2° en dessous de leurs valeurs actuelles dans la partie Ouest et subéquatoriale de l'Atlantique (BÉ *et al.*, in MERCER et PALACIOS, 1977).

Une autre interprétation peut être proposée : les avancées glaciaires pourraient être en relation avec une plus grande fréquence des précipitations d'hiver

et, par conséquent, avec une modification du régime climatique (DOLLFUS, 1965).

De telles précipitations ont lieu actuellement mais elles ne jouent pas un rôle déterminant sur les climats. Elles sont liées à des perturbations frontales elles-mêmes associées à des advections d'air polaire dans le milieu tropical. Ces advections, qui peuvent aussi se manifester en été, se traduisent par un abaissement brutal et très marqué des températures et par des chutes de neige sur l'ensemble de l'Altiplano.

Si les advections d'air polaire ont eu lieu de manière répétée au cours de certaines périodes de la dernière glaciation, dans un contexte mondial caractérisé par des températures plus basses qu'actuellement, elles expliqueraient, par accentuation régionale du froid et par les chutes de neige qui les accompagnent, une meilleure alimentation et une avancée des glaciers. Le phénomène n'implique pas une forte augmentation des précipitations en valeurs moyennes annuelles.

Mais il est possible aussi que les advections d'air polaire se produisent pendant les interglaciaires dans un contexte paléoclimatique mondial plus chaud. Elles limiteraient en ce cas et de manière locale, l'élévation des températures (et plus particulièrement des températures minimales). Elles se traduiraient par une meilleure répartition des précipitations au cours de l'année et par des chutes de neige susceptibles d'alimenter, de manière régulière, les écoulements superficiels. De telles conditions climatiques permettraient d'expliquer les régimes hydrologiques très particuliers qui caractérisent l'Holocène ancien de l'Altiplano.

En première hypothèse, il est possible d'expliquer les variations d'extension des lacs en aval et celles de glaciers en amont par des changements de température et par des modifications dans la fréquence des advections d'air polaire aux basses latitudes. De grandes variations dans la valeur moyenne annuelle des précipitations ne sont pas indispensables dans le cadre de cette hypothèse.

CONCLUSION

L'évolution des bassins lacustres de l'Altiplano ne dépend pas uniquement des variations du rapport Précipitation/Évaporation (P/E). Elle est due aussi aux changements intervenus dans les apports liquides issus de la fonte des glaciers situés dans les parties hautes des bassins de drainage.

Ces apports ne peuvent pas jouer un rôle déterminant dans le bilan hydrologique des lacs pendant les interglaciaires quand le volume des glaciers se trouve considérablement réduit. Le facteur Précipitation/Évaporation devient en ce cas prépondérant. Mais l'exemple du post-glaciaire actuel montre que les oscillations de P/E n'ont pas eu une grande amplitude depuis 10 000 ans B.P. Ces conditions sont complètement différentes de celles qui sont observées dans d'autres régions tropicales, principalement en Afrique, au Nord de l'Équateur (SERVANT, 1974).

Les époques glaciaires sont beaucoup plus complexes. Le volume des glaciers et les variations qui l'affectent introduisent un nouveau facteur dans le bilan hydrologique des nappes d'eau situées en aval. L'exemple de la dernière extension lacustre, qui a lieu après le dernier pléniglaciaire, suggère avec vraisemblance que les eaux de fonte des glaciers ont pu jouer un rôle déterminant dans l'élévation des plans d'eau. Celle-ci ne peut pas être reliée de manière évidente à une augmentation très marquée du rapport Précipitation/Évaporation. L'extension des nappes d'eau pendant les périodes d'avancée des glaciers n'est pas connue avec précision pour le moment, mais il est peu probable que ces périodes soient associées à de hauts niveaux lacustres.

Manuscrit reçu au Service des Publications de l'O.R.S.T.O.M. le 29 mars 1978.

BIBLIOGRAPHIE

AHLFELD (F.), BRANISA (L.), 1960. — Geologia de Bolivia, *Instituto del Petroleo*, Don Bosco, ed., La Paz, 245 p.

BALLIVIÁN (O.), BLES (J. L.), SERVANT (M.), 1978. — Le Plio-Quaternaire de la région de La Paz (Bolivie). *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. Géol., vol. X, nº 1 : 101-113

BOULANGE (B.), RODRIGO (L. A.), 1975. — Primeros resultados limnologicos del Lago Titicaca (Lago Huiñaimarca). *Ier Congreso Nacional de Geologia*, Abril 1975, Potosi, Bolivia (sous presse).

BOWMANS (I.), 1909. — Physiography of the Central Andes. *Am. Jour. Sc.*, sér. 428 : 197-217 et 373-402.

DOBROVOLNY (E.), 1962. — Geologia del Valle de La Paz. *Bol. Depart. Nacional de Geologia*, La Paz, nº 3, 153 p.

DOLLFUS (O.), 1965. — Les Andes Centrales du Pérou et leurs piémonts. *Thèse Doct., Faculté Lettres et Sc. Humaines, Univ. Paris*, 404 p.

FONTES (J.-Ch.), SERVANT (M.), 1976. — Dataciones radiométricas sobre el Cuaternario reciente del Altiplano de Bolivia. *Ier Congreso Nacional de Geologia*, Potosi (sous presse).

GRAF (K.), 1975. — Estudios Palinologicos en la Cuenca de La Paz y Regiones Aledañas. *Anales de la IV Convención Nacional de Geologia, Revista Técnica Y.P.F.B.*, vol. IV, nº 3 : 177-193.

MERCER (J. H.), PALACIOS (M.), 1977. — Radiocarbon dating of the last glaciation in Peru, *Geology*, U.S. : 600-604.

NOGAMI (M.), 1970. — Le recul des glaciers de la Cordillère Royale, Bolivie (en japonais). *Geogr. Review of Japan*, vol. 43, nº 6 : 338-346.

ORTUÑO (F.), 1978. — Determinaciòn del espeser del Cuaternario de la zona de Huarina y Batallas por el metoda de sismica refración, *Tesis, Depart. Geociencias, U.M.S.A.*, La Paz (sous presse).

POMPECKI (S. F.), 1905. — Mastodon-Reste aus dem interandinen Hochlande von Bolivia. *Palaeontographica*, nº 52, Stuttgart.

RISACHER (F.), 1976. — Reconocimiento de algunos salares del Altiplano boliviano. *Ier Congreso Nacional de Geologia*, abril 1975, Potosi, Bolivia (sous presse).

RISACHER (F.), 1978. — Holocene pisolites and encrestations, associated with springs, Pastos Grandes, Bolivia. *Convenio U.M.S.A.-O.R.S.T.O.M.*, La Paz, 10 p.

SERVANT (M.), 1974. — Les variations climatiques des régions intertropicales du continent africain depuis la fin du Pléistocène. *Soc. Hydrotechn. Fr., XIIIe Journées de l'Hydraulique*, Paris, 1974, Question I, Rapport I, 10 p.

SERVANT (M.), 1977. — Le cadre stratigraphique du Plio-Quaternaire des Andes tropicales en Bolivie. *Recherches Françaises sur le Quaternaire, INQUA 1977, Bull. AFEQ*, 1977-1, nº 50 : 323-327.

SERVANT-VILDARY (S.), 1978. — Les diatomées des dépôts lacustres quaternaires de l'Altiplano bolivien. *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. Géol., vol. X, nº 1 : 25-35

STEINMANN (G.), HOK (H.), BISTRAM (A.), 1904. — Zur Geologie des suedoestl. Bolivien, *Zbl. Min.*, nº 5 : 1-4.

TRICART (J.), 1977. — Aperçus sur le Quaternaire amazonien. *Recherches Françaises sur le Quaternaire, INQUA* 1977, *suppl. Bull. AFEQ*, 1977-1, nº 50 : 265-271.

TROLL (C.), 1927-1928. — Forschungrseisen in den zentralen Anden von Bolivia u Peru. *Peterm. Mittl.*, nº 73 : 41-43 et 218-222, nº 74 : 100-103.

TROLL (C.), 1929. — Reisen in den oestl. Anden Boliviens, *Peterm. Litt.*, nº 75 : 181-188.

TROLL (C.), FINSTERWALDER (R.), 1935. — Die Karten der Cordillera Real u. des Talkessels von La Paz. *Peterm. Mittl.*, nº 81 : 393-399 et 454-455.

LES DIATOMÉES DES DÉPOTS LACUSTRES QUATERNAIRES DE L'ALTIPLANO BOLIVIEN

Simone SERVANT-VILDARY

Convenio U.M.S.A.-O.R.S.T.O.M.
Cajon Postal 8714, La Paz, Bolivia

Résumé

Les Diatomées, de chacune des principales formations lacustres du Quaternaire de l'Altiplano bolivien (M. SERVANT, *1976*) *furent analysées. Elles permettent de mettre en évidence une teneur croissante des eaux en éléments dissous à mesure que l'on se rapproche des périodes récentes, la paléosalinité atteint une valeur maximum pendant l'épisode lacustre Tauca, daté de 12500 à 10500 ans B.P. On démontre que cette paléosalinité ne peut pas être expliquée par la seule dissolution des sels déposés pendant les épisodes lacustres antérieurs mais qu'elle est due aussi à un contexte ancien climatique évaporant.*

L'Holocène ancien fut étudié sur des dépôts limoneux de fond de vallée, ils contiennent une flore d'eau douce à Diatomées psychrophiles.

RESUMEN

Las Diatomeas de cada una de las principales formaciones lacustres del Cuaternario del Altiplano boliviano fueron analizadas desde el punto de vista sistemático y paleoecológico.

Estas Diatomeas permiten poner en evidencia una concentración creciente de elementos disuellos, a medida que uno se aproxima a los periodos recientes, la paleosalinidad alcanza un valor maximo en el episodio lacustre Tauca (12.500-10.500 años B.P.).

Se ha demostrado que esta paleosalinidad no se puede explicar unicamente por la disolución de las sales depositadas durante los episodios lacustres anteriores, pero que se ha debido también a un marco climático evaporizante.

El Holoceno antiguo fué estudiado sobre depósitos limonosos del fondo de los valles, esos depósitos contienen una abundante flora de agua dulce con Diatomeas de paises frios o montañosos.

Diatoms in the Altiplano quaternary lacustrine deposits

Summary

Diatoms have been analysed in each important quaternary lacustrine formation of the Bolivian altiplano (M. SERVANT, *1976*). *The present study shows that the dissolved element content of waters increases as the time proceeds; palaeosalinity reaches its peak value during "Tauca" lacustrine episode, which took place between 12,500 and 10,500 years ago. It is proved that this palaeosalinity cannot be accounted for by the only dissolution of salts which have settled during earlier lacustrine episodes, but has also been due to an evaporating palaeoclimatic environment.*

The lower Holocene was studied on valley bottom limous deposits; they contain a fresh-water fauna including psychrophylic diatoms.

ДИАТОМЕИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БОЛИВИЙСКОГО АЛЬТИПЛАНО

РЕЗЮМЕ

Был произведен анализ диатомей каждой из главных четвертичных озёрных образований боливийского Альтиплано (M. Servant, 1976). Диатомеи эти позволяют выявить повышение содержания растворенных веществ в водах по мере приближения к недавним периодам; палеосолёность достигает максимального уровня в течение озёрного эпизода Таука, возрастом в 12500-10500 лет B.P. Показывается что эта палеосолёность не может объясниться одним лишь растворением солей отложившихся в предыдущие озёрные периоды, но что она также обусловлена древним климатическим испарительным контекстом.

Древний Голоцен изучался на илистых отложениях долинного дна; последние содержат пресноводную флору с холодолюбивыми диатомеями.

Introduction

Le Quaternaire de l'Altiplano est caractérisé par plusieurs extensions lacustres qui ont enregistré les variations du bilan hydrologique de cette région.

Les dépôts lacustres du Pléistocène ancien et moyen sont encore mal connus car ils ont largement disparu par érosion. Seule la *Formation Charana* est bien conservée ; son âge quaternaire ancien ou moyen est encore discuté. La *Formation Vilo*, définie dans la région d'Uyuni est recoupée par un glacis de la fin du Pléistocène moyen (Servant, 1976) mais son intérêt reste pour le moment limité car elle n'est connue que dans un seul affleurement.

Par contre les sédiments lacustres du Pléistocène supérieur sont assez bien conservés, ils se rapportent à trois lacs successifs appelés *Ballivián* (autrefois rattaché au Quaternaire ancien), *Michin* et *Tauca* (Servant, 1976). Ce dernier est daté de la fin du Pléistocène par le ^{14}C (12-10 000 ans B.P. environ).

L'Holocène est représenté par une basse terrasse fluviatile dont la partie moyenne, limoneuse et parfois tourbeuse, est datée de 10 000-7 500 ans B.P. environ. Elle contient une flore très abondante de Diatomées.

Les prélèvements effectués dans les séries lacustres intéressent généralement des faciès assez proches des anciennes lignes de rivage. Leur position géographique est donnée dans la fig. 1. La lithologie de ces séries est résumée par la fig. 2.

Formation Charaña

Cette formation repose sur une ignimbrite (Formation Perez) datée de 2,5 MA au Sud de Berenzuela (Everden *et al.*, 1966). Épaisse de 40 m au moins, elle comprend des graviers formés d'éléments volcaniques remaniés, des diatomites calcaires litées, des calcaires à algues et au sommet localement une croûte calcaire.

La coupe étudiée (fig. 2 n° 1) se situe à 30 km à l'Est de Charaña près de la route à Abarroa.

Les échantillons analysés contiennent une flore abondante et variée (34 espèces furent déterminées dans le niveau n° 54). Cette flore est caractérisée : par l'absence de Diatomées Centrales, par une forte proportion de *Fragilaria* sur les autres genres, et par la variété du genre *Nitzschia*.

De bas en haut, on observe l'évolution suivante : à la base *Navicula* sp. (27 %), *Amphora coffaeformis* (13 %), *Nitzschia hungarica* (12 %), *Nitzschia ovalis* (12 %), puis *Rhopalodia gibberula*, *Nitzschia punctata*, *Achnanthes clevei* var. *rostrata*, au-dessus *Achnanthes clevei* (44 %), *Achnanthes kolbei* (13 %), et une série de *Nitzschia*, *N. palea*, *N. hungarica*, *N. frustulum*, *N. punctata*, *N. navicularis*, quelques *Synedra tabulata* var. *rupicola* et *Surirella striatula*.

Enfin au sommet se développe une nouvelle association caractérisée par la prédominance de *Fragilaria pinnata* (34 %), *F. leptaustoron* (9 %), associées à une flore variée, chaque espèce étant représentée par un petit nombre d'individus. *Navicula mutica* var. *binodis*, *Epithemia zebra*, *Nitzschia denticula*, *N. capitellata*, *N. commutata*, *Amphora costata*, etc.

On assiste de la base au sommet à une diminution progressive de la paléosalinité du milieu, les sels d'abord abondants *(Amphora coffaeformis*, *Rhopalodia gibberula)*, disparaissent peu à peu (*Achnanthes clevei* est une espèce d'eau douce, eutrophe, des eaux courantes), et finalement le milieu se transforme en un milieu d'eau douce *(Fragilaria pinnata)*, certainement eutrophe. La diminution de la teneur en

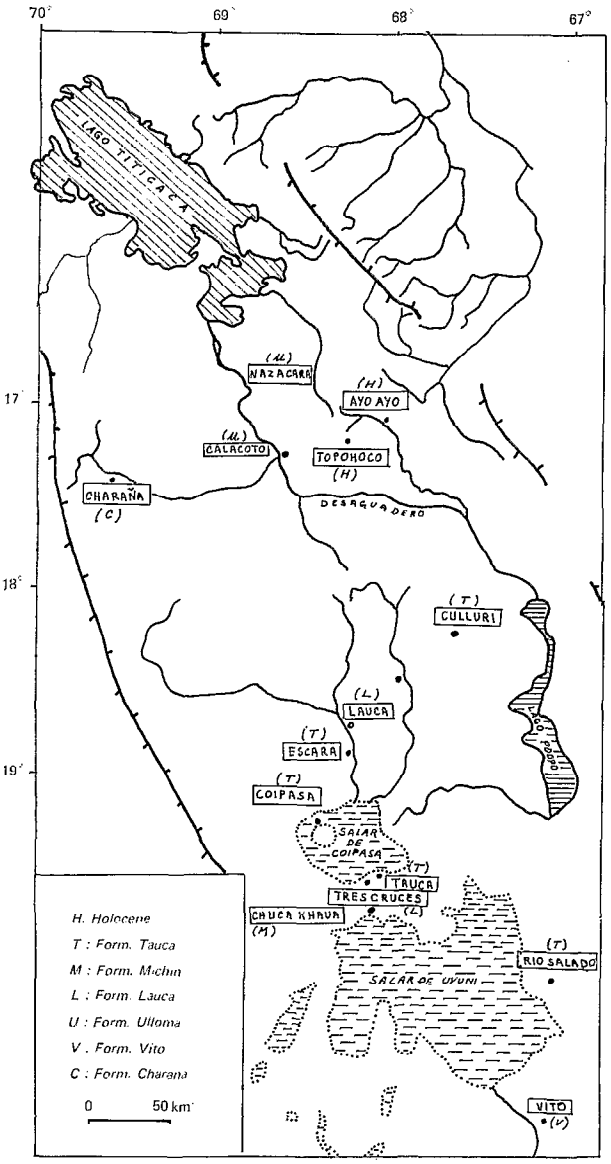


Fig. 1. — Carte de situation.

sels dissous ne peut pas être mise en relation avec une élévation des plans d'eau.

Formation Vito

Cette formation comprend des sables éoliens et des gravats où s'intercale une couche lacustre de 2 mètres d'épaisseur environ. Cette couche a pu se déposer dans une nappe d'eau sans grande extension, peut-être simplement dans des mares situées dans des fonds de « quebradas ».

La coupe étudiée a été relevée à 2 km au NNW du village de Vito sur la bordure orientale du Cerro Aguas de Castilla (au SW de Uyuni).

Les Diatomées sont extrêmement rares. Le seul échantillon qui en contienne un peu (224) est situé au sommet de la coupe. Mais la rareté des frustules ne permet pas de définir le milieu. L'espèce dominante et la mieux conservée est *Caloneis formosa* dont la morphologie est ici très typique, c'est une espèce d'eau saumâtre.

Dépôts de l'extension Ballivian

Cette extension lacustre est connue de longue date autour du Lac Titicaca et dans la région du Desaguadero *(Formation Ulloma)* (Alfhed et Bravisa, 1960).

Servant (1976-77) estime qu'un autre lac existait à la même époque dans la partie Sud de l'Altiplano, dans la région des Salars de Uyuni et Coipasa. Les dépôts qui lui sont attribués constituent la *Formation Lauca.*

La *Formation Ulloma* a été étudiée en deux points : sur la rive gauche du Desaguadero à la hauteur du pont de Calacoto et à Nazacara (fig. 2 n°s 2-3).

La *Formation Lauca* a fait l'objet de prélèvements sur la rive gauche du Rio Lauca entre les gués de Huachacalla et Escara (fig. 2 n° 4). Une autre coupe a été étudiée sur la rive Sud de Coipasa, près de Tres Cruces (fig. 2 n° 5).

Les Diatomées de la Formation Ulloma

Au pont du Desaguadero (fig. 2 n° 2) les échantillons étudiés peuvent être considérés comme des diatomites presque pures en raison de l'abondance des frustules bien conservés.

La caractéristique essentielle de la flore est l'abondance des *Fragilaria.* L'échantillon n° 50 est constitué d'un enchevêtrement de frustules à test fin, assez fragmentés de *Fragilaria producta*, qui se présentent également en face connective. On trouve aussi d'abondantes *Fragilaria construens* var. *cruciata* et var. *exigua* et le fait mérite d'être souligné, on note la présence d'une Centrale, rare, *Cyclotella pseudostelligera.*

Les *Fragilaria* vivent dans la partie littorale des lacs, elles indiquent un milieu peu profond, pauvre en sels dissous.

A Nazacara (fig. 2 n° 3). La pauvreté de ces niveaux et la mauvaise conservation des Diatomées, n'a permis ni leur comptage ni la définition du paléomilieu. Un seul fait peut être souligné, c'est la présence de très rares *Slephanodiscus astrea*, cette

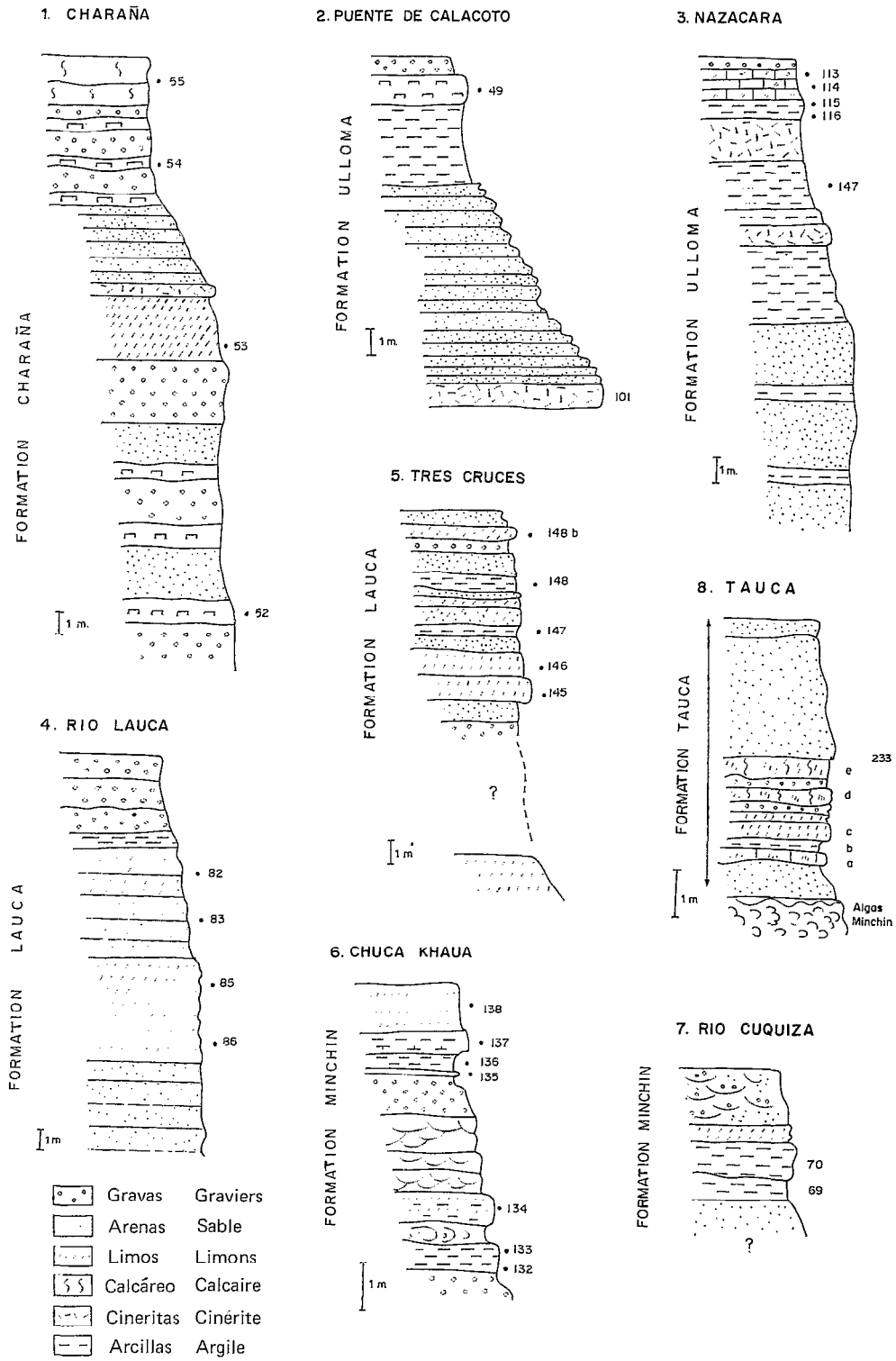

1. CHARAÑA
FORMATION CHARAÑA
55
54
53
52
1 m.
2. PUENTE DE CALACOTO
FORMATION ULLOMA
49
101
1 m.
3. NAZACARA
FORMATION ULLOMA
113
114
115
116
147
1 m.
4. RIO LAUCA
FORMATION LAUCA
82
83
85
86
1 m
5. TRES CRUCES
FORMATION LAUCA
148 b
148
147
146
145
?
1 m
6. CHUCA KHAUA
FORMATION MINCHIN
138
137
136
135
134
133
132
1 m
7. RIO CUQUIZA
FORMATION MINCHIN
70
69
?
8. TAUCA
FORMATION TAUCA
233
e
d
c
b
a
1 m
Algas Minchin
Gravas Graviers
Arenas Sable
Limos Limons
Calcáreo Calcaire
Cineritas Cinérite
Arcillas Argile

Fig. 2.

Centrale planctonique, d'eau douce eutrophe n'a été rencontrée que dans cette coupe.

Les Diatomées de la Formation Lauca

Sur la rive du Rio Lauca (fig. 2 nº 4). Deux échantillons seulement furent étudiés, ils sont pauvres en Diatomées. Les frustules sont très brisés. On observe la présence de *Fragilaria* de très grande taille attribués à l'espèce *F. leptaustoron* (85) qui présentent souvent des anomalies de l'ornementation. Les subdominantes sont : *Nitzschia punctata*, *Achnanthes lanceolata*, *Nitzschia granulata*, *Opephora marthii* (86).

Le milieu est difficile à définir en raison du mélange d'espèces d'eau douce *(Fragilaria)* et d'espèces préférentielles d'eaux salées. On peut penser que les premières sont allochtones. On se trouve dans la partie marginale d'un lac, soumise à de fréquentes variations du plan d'eau. Le milieu est eutrophe, l'eau peut contenir une assez grande quantité de sels dissous.

A Tres Cruces (fig. 2 nº 5). Une coupe complète fut étudiée, les Diatomées ne sont abondantes que dans deux niveaux (147 et 148). La flore est riche et très variée (le niveau 147 contient par exemple 48 espèces). Il faut remarquer, comme dans les autres formations l'absence des Centrales.

Comme sur les bords du rio Lauca, on a pu remarquer la présence du *Fragilaria* de très grande taille, à ornementation grossière que nous attribuons à l'espèce *F. leptaustoron*. L'espèce sub-dominante étant *F. pinnata*.

Les espèces vivant en eau douce sont : *Pinnularia borealis*, *Fragilaria construens*, *Navicula cari*, *Cymbella hebridica*, *Navicula mutica* var. *nivalis*, *Diploneis ovalis*, etc., et les espèces vivant dans les eaux plus concentrées en sels : *Rhopalodia gibberula*, *Surirella ovata*, *Nitzschia punctata*, *Anomoeoneis sphaerophora* var. *polygramma*.

Dans ce cas-là, le seul paramètre qu'il soit possible de définir avec peu de chance d'erreur est le paramètre profondeur. On se trouve sur les marges littorales d'un lac eutrophe. La profondeur de l'eau est faible et instable, l'eau est riche en matières nutritives et en sels permettant la survie de nombreuses espèces.

Dépôts de l'extension Michin

Le lac Michin s'étendait dans la partie Sud de l'Altiplano et ses contours ont été approximativement tracés par Alfhed et Troll (1926). Le plan d'eau a atteint 3.760 m d'altitude. Son âge quaternaire récent n'est pas encore défini avec précision.

Les dépôts du lac Michin se présentent sous deux faciès différents. Ils comprennent des constructions d'algues calcaires qui tapissent les anciennes pentes sous lacustres ou d'anciennes plates-formes littorales. A côté de ces formations récifales se sont déposés des sédiments lités, plus ou moins calcaires, à Diatomées, qu'il est souvent difficile de distinguer des dépôts du lacustre récent (Tauca). Pour éviter une confusion toujours possible, nous n'avons étudié ici que les sédiments situés à plus de 3.720 m, cette altitude correspondant au niveau le plus haut du lac Tauca, postérieur au lac Michin.

Coupe de la Route Corque-Huachacalla (fig. 2 nº 7). Tous les échantillons étudiés qui appartiennent au lacustre Michin, sont caractérisés par la prédominance de *Cyclotella striata* (pl. I).

A Corque, cette Centrale planctonique constitue 72 % de la flore. Les sub-dominantes sont : *Cocconeis placentula* var. *euglypta* (9 %), *Rhopalodia gibberula* (7 %) et *Melosira sulcata*, *Synedra tabulata*, *Nitzschia frustulum*, *Diploneis smithii* var. *dilatata*, *Chaetoceros* sp.

Cyclotella striata est une espèce mesohalobe (3-16 g/l). *Melosira sulcata* vit dans les embouchures des fleuves, dans des eaux dont la concentration peut équivaloir à la concentration de l'eau de mer, *Rhopalodia giberrula* est une espèce fréquente dans les salines intérieures.

Le lac Michin à Corque est un lac relativement profond qui permet le développement d'une flore littorale. Le milieu est moyennement concentré, de type mesohalobe.

La coupe de Chuca Khawa (fig. 2 nº 6 et fig. 3). Cette coupe provient de la bordure d'un lac, dont la profondeur au centre de la dépression, a pu être évaluée d'après l'altitude des dépôts, à 90 m environ. Les sédiments limoneux sont entrecoupés de fréquents bancs sableux, plus ou moins épais, qui ne contiennent pas de Diatomées.

De bas en haut de la coupe, les variations des associations sont faibles, les espèces dominantes sont *Cyclotella striata* et *Cocconeis placentula* et sa variété *euglypta*. Dans toute la coupe nous n'avons déterminé que 35 espèces.

Le rapport Centrales/Pennales, malgré la présence de *Cyclotella striata* est toujours négatif (voir diagramme) et atteint une forte valeur avec l'épanouissement de Cocconeis placentula (niveau B4) qui précède le dépôt du sable éolien, indiquant qu'il y a à ce moment-là, une diminution réelle de la profondeur annonçant l'assèchement qui est matérialisé par le sable éolien sous-jacent.

Les espèces sub-dominantes sont des espèces meso à euhalobes (3 à 40 g/l) : *Rhopalodia gibberula*, *Gyrosigma* sp., *Synedra tabulata*, *Rhopalodia musculus*, *Surirella striatula*.

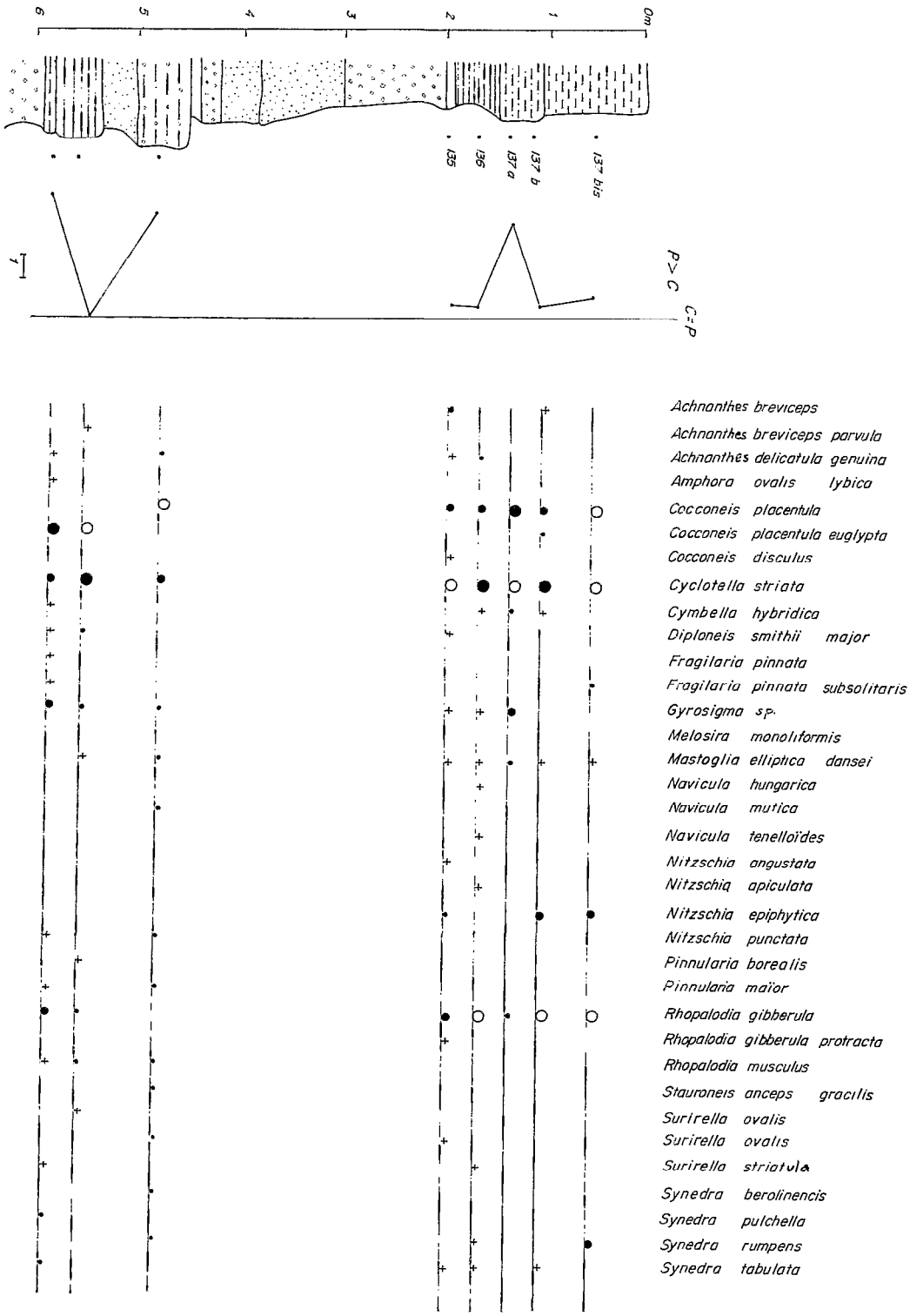
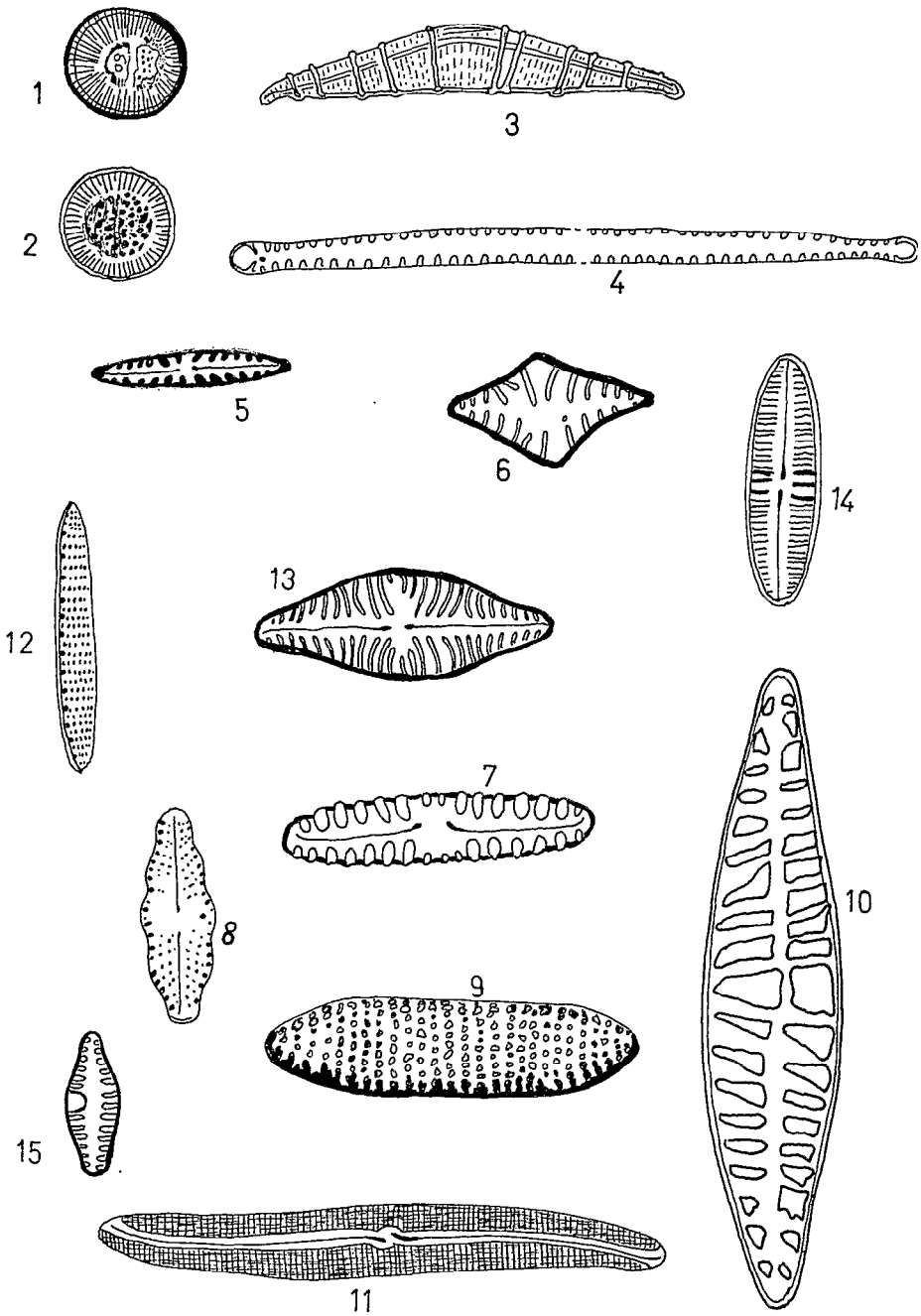


Fig. 3. — Chuca Khaua.



LACUSTRE MICHIN. *Route Corque-Huachacalla.* 1. Cyclotella striata (Kütz) Grun (69) var bipunctata Schmidt. Diametro 10 μ. 2. Cyclotella cf striata (Kütz) Grun (69). 3. Rhopalodia gibberula (EHR) O. Mull var producta (Grun). L. 31 μ A. 5 μ. 4. Synedra tabulata (AG) Kütz (69). *Andamarca.* 5. Navicula hungarica Grun var. Lünebergensis Grun (17). L. 16 μ A. 3,5 μ.

LACUSTRE LAUCA. *Lauca.* 6. Fragilaria leptaustoron (Ehr) Hust (85). L. 20 μ A. 11 μ. *Tres Cruces.* 7. Pinnularia borealis Ehr (147). L. 31 μ A. 7 μ. 8. Navicula mutica Kütz var. nivalis (Ehr) Hust (147). L. 16 μ A. 6 μ. 9. Nitzschia granulata Grun (147). L. 42 μ A. 11 μ. 10. Navicula cuspidata Kütz (147). L. 82 μ A. 18 μ. 11. Gyrosigma Spencerii (W. Smith) Cleve (147).

LACUSTRE CHARAÑA. *Charaña.* 12. Nitzschia amphibia Grun (52). L. 35 μ A. 5 μ. 13. Navicula salinarum Grun (52). L. 27 μ A. 9 μ. 14. Navicula plicata Donkin (52). L. 30 μ A. 9 μ.

ALLUVIONS POST-GLACIAIRES. *Topohoco.* 15. Achnanthes lanceolota Breb. (60). L. 10 μ A. 4 μ.

A Andamarca (n° 17) la flore est du même type *Cyclotella striata* (39 %), accompagnée d'espèces *halophiles Mastoglia elliptica, Achnanthes breviceps, Synedra tabulata, Rhopalodia gibberula.*

En résumé, la flore du lac Minchin est très particulière, elle est caractérisée par le développement intense de *Cyclotella striata*, planctonique facultative, mesohalobe. Les coupes étudiées se trouvant sur la bordure du lac, il est normal de trouver associées à cette espèce des epiphytes ou benthiques d'eau peu profonde *(Cocconeis placentula)* et indiquant une certaine richesse des eaux en sels *(Mastoglia, Rhopalodia)*. La quantité des sels dissous pourrait atteindre 16 g/l au maximum.

Dépôts de l'extension lacustre Tauca

A son maximum d'extension, le lac Tauca atteignait 3 720 m d'altitude. Il présentait une superficie de 43 000 km² environ et une profondeur maximum d'un peu plus de 60 m. Il se subdivisait en trois bassins presque indépendants centrés sur le lac Poopó, le salar de Uyuni et le salar de Coïpasa (Fontes et Servant, 1976-77). Les plus hauts dépôts lacustres se situent vers 3 120 m d'altitude et ils ont été datés de 12 500 et 10 500 ans B.P. environ.

Coupe de Culluri. La flore est abondante et les espèces qui la composent sont toutes des Pennales d'eau riche en sels dissous. Par ordre d'abondance *Achnantes breviceps* et var. *intermedia*, *Melosira sulcata* (pl. II), *Cyclotella striata*, *Chaetoceros* cf. *schulri*, *Nitzschia punctata*, *Amphora coffaeformis*, *Surirella striatula*, *Melosira monoliformis* (très rare).

Escara. La flore est riche aussi, mais les espèces qui la composent sont différentes de Culluri, par ordre d'abondance : *Rhopalodia musculus* (pl. II), *Cyclotella striata*, *Rhopalodia gibberula*, *Mastoglia elliptica*, *Gyrosigma kutzingii*, etc.

Rio Salado. Deux échantillons seulement furent étudiés, ils contiennent tous les deux de nombreux frustules bien conservés. Le niveau 166 présente une variété plus grande que le niveau 165. On a pu dénombrer 33 espèces, dont aucune espèce ne présente une prédominance particulière sur une autre. *Rhopalodia musculus*, *Cyclotella striata*, *Surirella striatula*, *Nitzschia angustata*, etc.

Cette flore est du même type que celle d'Escara, des conditions identiques devaient exister dans ces deux régions.

La coupe de Tauca (fig. 2 n° 8). Huit échantillons prélevés sur une coupe ont fait l'objet de l'étude des Diatomées. Les associations varient peu de bas en haut de la coupe, tous les échantillons sont caractérisés par la prédominance d'*Anomoeoneis*. Dans le détail on observe :

A la base : *Anomoeoneis costata* et *Navicula* sp. forment l'essentiel de la flore (A.B.C.), elles sont associées à *Nitzschia palea* et *N. amphibia*, en C, *Fragilaria construens* et *F. pinnata* augmentent légèrement.

En D : *Anomoeoneis costata* sont remplacées par *Anomoeoneis sculpta* var. *genuina* (espèces de très grande taille), elles sont accompagnées par *Surirella striatula*.

En E et F : il y a retour de la même flore qu'en A.B.C.

En G : les Diatomées disparaissent presque complètement. On a trouvé quelques frustules de *Nitzschia amphibia* et *N. frustulum*. Il semble qu'il y ait eu en G un très court épisode d'assèchement.

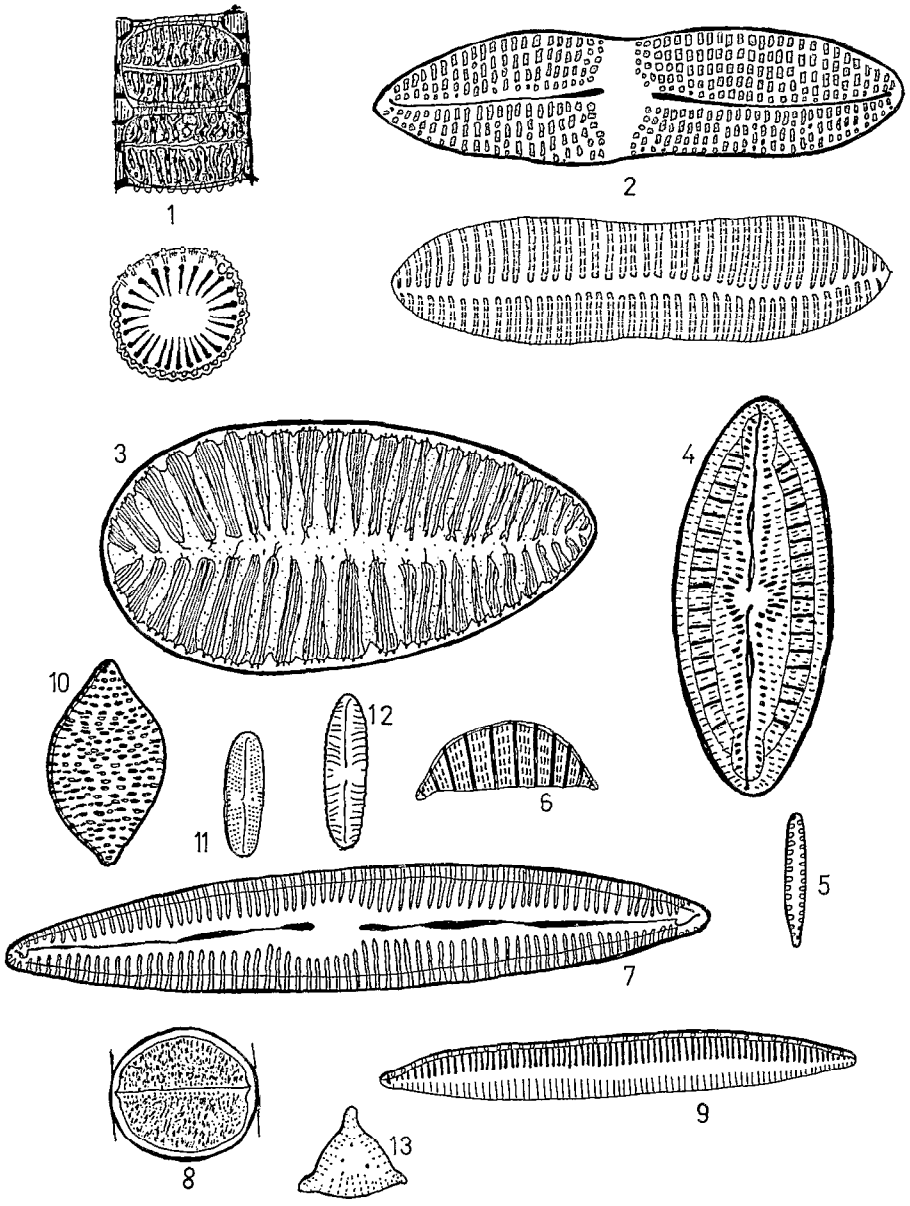
En H : la flore ressemble à celle qui s'est développée en E.F. mais ici, la flore est plus variée. Avec *Anomoeoneis sculpta* et *costata* apparaissent de nombreux *Nitzschia (N. stompsii, N. frustulum, N. amphibia)*.

En I, enfin, au sommet de la coupe, la flore change complètement. Elle est composée de 95 % de *Nitzschia palea*, qui sont souvent très brisées. Elles sont accompagnées de quelques *Anomoeoneis costata*, et *Nitzschia amphibia*. Le sédiment contient aussi des petits cristaux quadratiques encore indéterminés.

Les sédiments étudiés qui représentent l'extension lacustre Tauca furent prélevés sur la bordure de ce lac. C'est pour cette raison que les Diatomées indiquent que le milieu était peu profond, mais le lac Tauca fut un lac largement développé, profond et très riche en sels dissous. Nous allons voir maintenant la répartition de ces sels pendant l'épisode lacustre Tauca.

A Culluri, l'espèce dominante est *Achnanthes breviceps*. Hustedt (1938) indique que c'est une forme mesohalobe (3 à 16 g/l). Mais la nature du sel est inconnue, les autres espèces associées à cette forme dominante laissent penser qu'il s'agirait de chlorures. A Escara et Rio Salado, l'espèce dominante est *Rhopalodia musculus*, cette espèce fut décrite par Muller dans le Fayoum, il s'agissait d'une saline intérieure, extrêmement concentrée particulièrement en carbonates de sodium. Enfin, à Tauca l'espèce dominante est *Anomoeoneis costata*, puis *Anomoeoneis sculpta*, var. *genuina* et enfin *Nitzschia palea*. Ces espèces constituent les formes dominantes et habituellement répandues dans les mares salées du Nord du lac Tchad (Iltis, 1974). Ces mares sont hypercarbonatées (jusqu'à 40 g/l) et peuvent présenter des périodes d'assèchement complet de plus ou moins longue durée.

Pendant l'épisode lacustre Tauca, ce grand lac profond était donc très riche en sels variés, chlorures



LACUSTRE TAUCA. *Culluri*. 1. Melosira sulcata (Ehr) Kütz (63). diametro 21 μ. 2. Achnanthes breviceps AG (63). L. 76 μ A. 23 μ. 3. Surirella striatula Turp (63). L. 63 μ. *Escara*. 4. Mastoglia elliptica Ag. (81). L. 52 μ A. 14 μ. 5. Fragilaria pinnata Ehr subsolitaris A. Cl. L. 20 μ A. 2 μ. 6. Rhopalodia musculus (Kütz) O Mull (81). L. 20 μ 1. 7 μ. 7. Caloneis formosa (Greg) Cleve (81). 8. Melosira monoliformis (O. Mull) AG. (81). Diametro 25 μ. 9. Nitzschia angustata (W. Smith) Grun. L. 52 μ A. 7 μ. *Rio Salado*. 10. Nitzschia punctata (N. Smith) Grun (166). L. 27 μ A. 15 μ. 11. Navicula mutica Kütz (166). L. 14 μ A. 5 μ. 12. Navicula mutica Kütz (166). L. 20 μ A. 5 μ. 13. Fragilaria construens (Ehr) Grun var. exigua (W. Smith) Schuls (166).

et carbonates de sodium étant ses éléments dissous dominants.

Les alluvions holocènes

Les axes hydrographiques de l'Altiplano et en particulier ceux de la « serrania » de Corocoro présentent une basse terrasse graveleuse où s'intercalent 2 à 4 m de limons à tourbes localement interstratifiés. Ces témoins sont très riches en Diatomées.

Les dépôts de Ayo-Ayo. La flore est constituée seulement par des Pennales qui fournissent comme première information un idée sur la profondeur. Il s'agissait d'un marécage ou d'une plaine d'inondation, les Phytolithaires que l'on trouve en abondance dans ces dépôts vont dans le même sens que l'indication fournie par les Diatomées. D'après la position des dépôts on peut dire avec certitude qu'il s'agissait d'une pellicule d'eau, bien oxygénée *Nitzschia denticula* et *Cymbella microcephala*, olicarbonatée jusqu'à 3 g/l au maximum (le sel préférentiel étant le carbonate de calcium) et peut être assez frais, on rencontre en effet une assez grande quantité et variété de *Cymbella* à test symétrique attribué à *C. alpina*, *C. norvegica*, *C. cesatii*, qui suggère une température basse de l'eau.

Les dépôts de Topohoco. Comme à Ayo-Ayo, les Diatomées sont abondantes et on a pu y déterminer une grande quantité d'espèces, mais toutes, comme à Ayo-Ayo, sont des Pennales epiphytes, benthiques, ou planctoniques facultatives. Par ordre d'abondance : *Fragilaria construens* var. *exigua*, *F. construens*, *F. brevistriata*, *F. brevistriata* var. *undulata*, *Cymbella norvegica*, *Cymbella cistula*, *Achnanthes lanceolata*, *Achnanthes dispar*.

Les Diatomées ont trouvé là un milieu particulièrement favorable à leur épanouissement, que nous pourrions caractériser comme peu profond, oligotrophe, bien oxygéné et frais. Les principales espèces psychrophiles trouvées à Topohoco sont : *Cymbella aequalis*, *C. norvegica*, *C. gracilis*, *C. hebridica*.

Conclusion

La plupart des lacs pleistocènes de l'Altiplano bolivien contiennent une flore caractéristique de milieux très riches en éléments dissous, avec dominance suivant les régions de sulfates ou chlorures de sodium ou de carbonates de sodium.

Les plus faibles paléosalinités s'observent dans le lacustre Ballivian : la formation Ulloma s'est déposée dans une zone deltaïque dont la paléosalinité n'est peut-être pas caractéristique de l'ensemble du lac, les sédiments étudiés ne contiennent en effet que des espèces d'eau douce, par contre la formation Lauca contient des espèces d'eaux salées, associées à une forte proportion d'espèces d'eau douce du même type que la Formation Ulloma.

La paléosalinité devient forte à Michin (lac mesohalobe, 3 à 13 g/l) et atteint une valeur plus forte dans le lacustre Tauca où les eaux devaient être meso à hypercarbonatées (jusqu'à 40 g/l).

Les dépôts alluviaux holocènes contiennent une flore d'eau douce epiphyte, avec de nombreuses espèces vivant préférentiellement dans les régions montagneuses et froides.

Il est probable que chacune des extensions lacustres a redissout une partie des sels déposés antérieurement. On peut calculer par exemple que la remise en solution partielle des évaporites déposées par l'assèchement du lac Michin a pu d'emblée provoquer une salinité de l'ordre de 8 à 10 g/l des eaux du lac Tauca. *Ce processus peut expliquer en partie la paléosalinité croissante des nappes d'eau du Quaternaire au fur et à mesure que l'on se rapproche des périodes récentes.*

Cependant les teneurs très élevées en éléments dissous ne peuvent probablement pas s'expliquer sans une forte évaporation, ce qui implique un contexte climatique relativement sec, avec des pluies concentrées sur quelques mois de l'année. Il est encore difficile de préciser l'origine des eaux de ces extensions lacustres. La dernière (Tauca) pourrait être due en partie à la fonte des glaciers. Le supplément d'eau ainsi fourni, a pu être suffisant pour introduire un facteur positif dans le bilan hydrologique global de l'Altiplano. Des études stratigraphiques plus actuelles seront nécessaires pour savoir si cette interprétation est applicable aux lacustres antérieurs.

Les alluvions limoneuses de l'Holocène ancien contiennent une flore d'eau douce, ce qui est naturel étant donné que les eaux n'ont pas subi une longue évolution par évaporation. La présence de Diatomées psychrophiles pourrait indiquer le maintien d'un climat relativement froid.

Manuscrit reçu au Service des Publications de l'O.R.S.T.O.M. 29 mars 1978.

BIBLIOGRAPHIE

AHLFED (F.), BRANISA (L.), 1960. — Geologia de Bolivia. *Inst. Bol. Petr.* Don Bosco, ed., La Paz, 245 p.

BORRELLO (A.), 1966. — Paleontografia bonacrense. Fasc. 1. Protista. Provincia de Buenos Aires Gobernaciòn. Comisiòn de Investigaciòn cientifica. La Plata.

EVERDEN (F.), KRIZ (S.), CHERRONI (C.), 1966. — Correlaciones de las formaciones terciarias de la cuenca altiplanica a base de edades absolutas determinadas por metodo potasis-argon. *Hoja Informativa*, nº 1, *Serv. Geol. de Bol.*

FRENGUELLI (I.), 1929. — Diatomee fossili delle conche saline del deserto cileno-boliviano. *Boll. Soc. Geol. Italiana*, vol. nº 47, nº 10-14 : 185-236.

FRENGUELLI (J.), 1939. — Diatomeas del Lago Titicaca. Notas del Museo de la Plata *Botanica*, vol. 24, nº IV : 175-196, 1 pl.

FRENGUELLI (J.), 1939. — Vestigios de una fase lacustre reciente en la cuenca de la Salina chica en Peninsula Valdez (chubut). *GAEA An. Soc. Arg. Est. Geográficos*, vol. VII : 65-71, 1 pl.

MANGUIN (E.), 1964. — Contribution à la connaissance des Diatomées des Andes du Pérou. *Mem. Mus. nat. Hist. nat.*, ns, ser. B., Bot., vol. 12, nº 2 : 1-98, 25 pl.

MÜLLER (O.), 1899 — Bacillariaceen aus der Natronthälern von El Kab (Ober Aegypten). *Hedwigia*, vol. 38 : 274-321.

SERVANT (M.), 1976. — El Cuaternario del Altiplano de Bolivia. Extensiones lacustres y morfogenesis. *In Primer Congreso Nacional de Geologia*, Potosi, Bolivia (sous presse).

SERVANT (M.), 1977. — Le cadre stratigraphique du Plio-Quaternaire de l'Altiplano des Andes tropicales en Bolivie. *In Recherches françaises sur le Quaternaire. INQUA*, 1977, Suppl. Bull. AFEQ, 1977-1, nº 50 : 323-327.

WIDMER (C.), KITTEL (T.), RICHERSON (P. J.), 1973. — A survey of the biological limnology of Lake Titicaca. *Verh. Intern. Verein. Limnol.*, vol. 19 : 1504-10.

LE CADRE GÉOCHIMIQUE DES BASSINS À ÉVAPORITES DES ANDES BOLIVIENNES

François RISACHER

Géologue O.R.S.T.O.M., Cajón Postal 8714, La Paz, Bolivie

Le cadre général des bassins évaporitiques de l'Altiplano bolivien (salars) est décrit, tout d'abord en relation avec leur histoire Quaternaire récente, ensuite en fonction du chimisme des eaux de sources et des rivières qui se concentrent dans ces bassins.

Les eaux douces du Nord de l'Altiplano, en terrains sédimentaires, se concentrent normalement en fonction de leurs compositions chimiques propres. Elles produisent des saumures chloro-sulfatés sodiques. Les eaux douces du Sud de l'Altiplano, en terrains volcaniques acides, devraient donner en se concentrant à partir de leurs compositions initiales, des saumures carbonatées sodiques, ce qui n'est qu'exceptionnellement le cas. On obtient le plus souvent des saumures chloro-sulfatées sodiques. L'hypothèse de l'interaction eaux-sédiments est envisagée. Les néoformations argileuses à partir de matériel amorphe, abondant dans ces zones volcaniques, peuvent modifier l'évolution normale de ces eaux, de même que la redissolution du gypse, fréquent dans ces salars. Comme au début de leur histoire lacustre, ces bassins contenaient peu de sédiments, il est possible que le chimisme des salars du Sud de l'Altiplano ait changé au cours du Quaternaire.

Resumen

El cuadro general de las cuencas evaporiticas del Altiplano boliviano esta descrito primero de acuerdo con su historia Cuaternario reciente, después en relación con el quimismo de los manantiales y rios que se concentran en esas cuencas.

Las aguas dulces del Norte del Altiplano, en zonas sedimentarias, se concentran normalmente de acuerdo con sus proprias composiciones quimicas. En esas aguas producen salmueras chloro-sulfataadas sodicas. Las aguas dulces del Sur del Altiplano, en zonas volcanicas acidas, deberian dar, concentrandose a partir de sus composiciones iniciales, salmueras carbonataadas sodicas, lo que se produce excepcionalmente. Generalmente, se obtienen salmueras chloro-sulfataadas sodicas. Se puede considerar la hipotesis de una interacción : agua-sedimentos. Las neoformaciones arcillosas, a partir de material amorfo, abundante en esas zonas volcanicas, puede modificar la evolución normal de esas aguas, asi como la redisolución del yeso frecuente en esos salares. Tomando en cuenta que al principio de su historia lacustre esas cuencas contenian solo pocos sedimentos, es posible que el quimismo de los salares del Sur haya cambiado en el curso del Cuaternario.

The geochemical frame of evaporitic basins in the Bolivian Andes

Summary

The general frame of Bolivian Altiplano evaporitic basins (salars) is described, first in relation to their late quaternary history, then as a function of the chemism of spring and river waters which are concentrated in these basins.

The fresh waters, in the sedimentary soils of the Northern Altiplano, are normally concentrated according to their proper chemical compositions. They produce sodic chloro-sulphated brines. In Southern Altiplano, the fresh waters in acid volcanic soils would logically produce, when concentrating from their initial compositions, sodic

carbonate brines, but it rarely happens. Sodic chloro-sulphated brines are most of the time obtained. The hypothesis of interaction between waters and sediments is considered. The argillaceous formations originating from amorphous material can modify the normal evolution of these waters, as well as gypsum redissolution which is quite frequent in these salars. As, in their early lacustrine history, these basins contained few sediments, the chemism of Southern Altiplano salars may have varied during Quaternary era.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ РАМКИ ЭВАПОРИТОВЫХ БАССЕЙНОВ В БОЛИВИЙСКИХ АНДАХ

РЕЗЮМЕ

Описываются общие рамки эвапоритовых бассейнов боливийского Альтиплано (салары), сначала в связи с недавней четвертичной историей последних, затем соответственно с химизмом ключевых и речных вод, концентрирующихся в этих бассейнах.

Пресные воды северной части Альтиплано, в осадочных грунтах, нормально концентрируются в соответствии с свойственным каждой из них химическим составом. Они производят содовые хлоро-сульфатные рассолы. Пресные воды южной части Альтиплано, в вулканических кислых грунтах, должны бы были образовывать, концентрируя их начальный состав, содовые карбонатные рассолы, наличие которых в действительности оказывается исключением. Чаще всего, встречаются содовые хлоро-сульфатные рассолы. Рассматривается предположение о взаимодействии вод и отложений. Глинистые формации, происходяшие от обильного в этих вулканических зонах аморфного материала, могут изменить нормальное развитие этих вод, а также вторичное расстворение гипса, часто встречающееся в этих саларах. Поскольку в начале их озёрной истории, бассейны эти содержали мало отложений, возможно что химизм саларов южного Альтиплано изменился в течение четвертичного периода.

Cadre général

Les formations évaporitiques récentes et actuelles (salars) sont concentrées sur l'Altiplano, grand bassin endoréique plio-quaternaire d'altitude élevée (3 700 à 4 500 m) compris entre les Cordillères occidentale et orientale des Andes (fig. 1).

L'altitude passe de 3 500 m au fond du lac Titicaca (plan d'eau à 3 810 m) à 3 650 m dans la zone d'Uyuni et de Coïpasa et remonte à 4 600 m à l'extrême Sud. La géologie est celle d'un vaste bassin sédimentaire continental affecté d'un intense volcanisme récent. Au Nord des zones d'épandage, des terrasses et des glacis, s'appuient sur des anticlinaux d'axe Nord-Sud de formations sédimentaires (grès, souvent gypsifères, quartzites, conglomérats à éléments volcaniques) et volcano-sédimentaires interstratifiées (cinérites). Le Sud est très fortement marqué par le volcanisme. Les laves sont de compositions acides (andésites-dacites-rhyodacites), (Fernandez *et al.*, 1973 ; Thorpe *et al.*, 1976). De vastes coulées ignimbritiques recouvrent souvent tout un versant. Le soufre est abondant dans ces volcans et est souvent exploité. Les reliefs qui relient les deux cordillères en une chaîne montagneuse unique, créent une quantité de petits bassins intravolcaniques, complètement indépendants du reste de l'Altiplano.

Le climat est marqué par une saison humide et relativement chaude en été (novembre à avril) et par une saison sèche et froide en hiver (mars à octobre). Nous ne disposons pas de données météorologiques précises, mais nous pouvons faire quelques estimations à partir des valeurs connues de la région de La Paz, au Nord et de la Puna argentine, au Sud. Les précipitations varient de 600 mm/an au Nord (17e parallèle) à 100 mm au Sud (22e parallèle). Les températures minimales hivernales passent de —10 °C au Nord à —25 °C au Sud. L'évaporation annuelle peut être estimée, pour tout le bassin à 2 m/an.

Au Nord les précipitations relativement abondantes (600 mm/an) suffisent à alimenter les rivières et les lacs (Titicaca, Poopó). Dans les zones méridionales de nombreuses sources très douces alimentent les bassins intravolcaniques. Leur débit élevé, les faibles précipitations (100 mm/an) font plutôt penser à des nappes anciennes qui se déchargent (tout en étant partiellement réalimentées chaque année par les précipitations). Signalons également la présence, dans tout l'Altiplano de nombreuses sources thermales. Leur chimisme est en général voisin de celui des eaux douces superficielles.

Jusqu'à présent très peu d'études ont été réalisées sur ces salars. Ahlfeld (1956, 1958, 1960) décrit quelques salars carbonatés sodiques, ainsi que la géologie générale de la zone.

Relations des salars avec leur histoire quaternaire

Au Quaternaire de vastes lacs ont successivement recouvert presque tout l'Altiplano (Servant et Fontes, 1978). Leur salinité a augmenté au fur et à mesure de la succession des phases lacustres (Servant-Vildary, 1978). Le lac Tauca qui marque la dernière grande extension avait une salinité de l'ordre de 20 g/l. Sous l'effet de l'évaporation les sels peuvent se déposer soit par sédimentation chimique lors de l'assèchement d'une nappe superficielle (dépôt syngénétique), soit par évaporation capillaire à partir d'une nappe sub-affleurante (dépôt diagénétique).

Il est vraisemblable que les lacs anciens, en recouvrant l'Altiplano ont déposé des sédiments détritiques argileux qui ont peu à peu colmaté le fond de l'Altiplano et qui ont donc progressivement réduit les infiltrations dans les épaisses formations plio-quaternaires du bassin. Les lacs successifs se sont donc concentrés progressivement, à la fois par réduction de l'infiltration et par la redissolution des sels déposés lors de l'assèchement du lac antérieur. Le même phénomène s'est certainement produit dans les petits bassins volcaniques méridionaux.

Les sédiments non salifères des salars dépendent du contexte géologique. Au Nord de l'Altiplano, en zone sédimentaire on trouve des sédiments lacustres détritiques plus ou moins carbonatés. A Jayu Kkota (fig. 1) la montmorillonite (80 %) et l'illite (20 %) sont dominantes. Les sédiments argileux du lac Poopó sont principalement constitués d'illite et de kaolinite (Boulangé *et al.*, 1978). Dans les bassins intra-volcaniques du Lipez, les sédiments sont constitués essentiellement de matériel amorphe (verre volcanique) riche en silice (60-70 %). Ceux-ci semblent se réorganiser en une smectite plus ou moins magnésienne (« Montmorillonite mal cristallisée »).

Dans l'état actuel de nos connaissances une classification des salars, basée sur leur histoire lacustre peut être ébauchée à partir des travaux de M. Servant. Les phases finales de l'assèchement du grand lac Tauca sont marquées par une sédimentation chimique qui dépose dans le fond du bassin de l'Altiplano les sels des grands salars de Uyuni et de Coïpasa.

Les variations d'altitude du plan d'eau des grands lacs peuvent provoquer des déversements temporaires dans des bassins connexes plus élevés et bien individualisés (fonctionnement en déversoir). C'est probablement le cas du salar de Empexa.

Sur les bordures du lac Tauca, lors de son assèchement, de petits bassins clos ou semi-clos, mal individualisés peuvent se constituer localement. Les sels

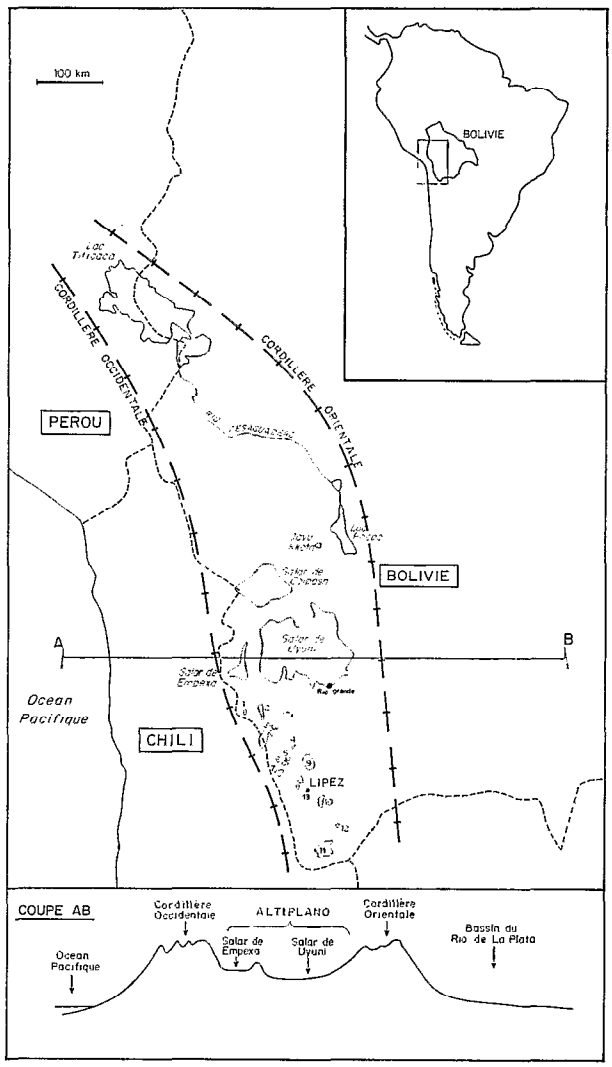


Fig. 1. — Cadre général de l'Altiplano bolivien. Salars : 1. La Laguna. 2. Laguani. 3. Chiguana. 4. Cañapa. 5. Hedionda Norte. 6. Chiar Khota. 7. Ramaditas. 8. Cachi Laguna. 9. Pastos Grandes. 10. Capina. 11. Challviri. 12. Collpa Laguna. 13. Khara.

se déposent alors essentiellement par évaporation capillaire de la nappe. C'est le cas du salar de Jayu Kkota. Dans les zones volcaniques élevées du Sud, des lacs indépendants ont laissé des petits bassins sédimentaires salifères bien individualisés. C'est le cas des salars du Lipez.

Signalons l'existence d'un type très particulier de salar qui peut se former au fond de cratères volcaniques de basses altitudes. La dépression constitue une fenêtre sur la nappe qui, en s'évaporant, peut déposer des sels.

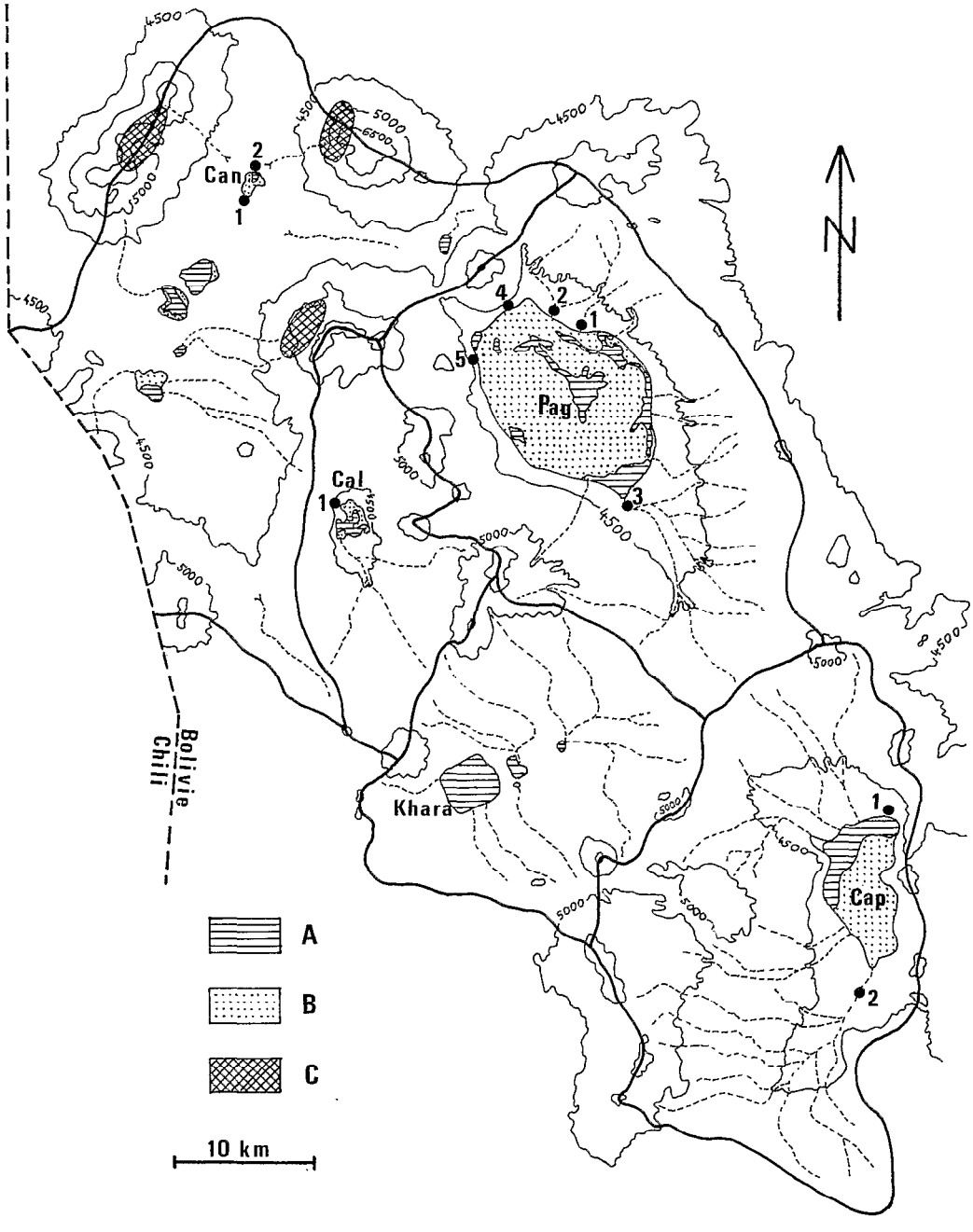


Fig. 2. — Cadre général et faciès de quelques salars du Sud Lipez. PAG = Pastos Grandes : Na - (Ca) - Cl - (SO_4). CAP = Capina : Na - (Ca) - Cl - (SO_4). CAN = Cañapa : NA - SO_4 - Cl. CAL = Cachi Laguna : Na - CO_3 - Cl ; Laguna Khara : Na - CO_3 - Cl. A = Zones en eau ; B = zones sèches inondables en saison des pluies ; C = zones d'accumulation de soufre. Les numéros en bordures des salars correspondent aux sources dont l'analyse est donnée dans le tableau 1.

TABLEAU I

Analyses de quelques eaux douces de l'Altiplano bolivien

Salar	pH	Alcal.	Cl^-	$SO_4^=$	B	SiO_2	Na^+	K^+	Li^+	Ca^{++}	Mg^{++}
JAK 1	7.80	2.4	1.41	1.83	0.0	0.749	4.04	0.248	0,01	1.66	0.152
PAG 1	7.12	0.88	0.158	0.0573	0.030	0.770	0.287	0.042	0	0.224	0.132
PAG 2	8.51	0.92	0.293	0.099	0.040	0.486	0.709	0.065	0.015	0.170	0.115
PAG 3	8.00	0.61	0.110	0.125	0.029	0.486	0.287	0.042	0	0.170	0.121
PAG 4	7.82	0.61	1.67	0.075	0.030	0.319	2.03	0.11	0.075	0.0823	0.066
PAG 5	6.55	1.73	15.8	0.760	0.18	1.52	13.8	1.09	0.75	0.509	0.365
CAP 1	7.88	0.54	0.056	0.0552	0.052	0.631	0.183	0.076	0.015	0.110	0.081
CAP 2	8.28	2.05	0.75	0.215	0.12	0.937	1.61	0.266	0.029	0.459	0.267
CAN 1	7.18	1.39	6.42	0.940	0.09	1.14	4.61	0.412	0.145	1.08	0.675
CAN 2	6.50	1.70	7.63	1.30	0.10	1.05	6.30	0.522	0.188	1.50	0.741
CAL 1	7.53	2.08	0.104	0.120	0.030	1.60	1.67	0.286	0.043	0.157	0.111
COL 1	7.67	0.53	0.183	0.021	0.037	0.574	0.291	0.077	0	0.114	0.086
COL 2	7.53	0.775	0.237	0.117	0.046	0.493	0.761	0.072	0	0.102	0.074

en mM/kg (H_2O) (Modalité)
Alcalinité en meq (H^+)/kg (H_2O)

Localités : JAK : Jayu Khota. PAG : Pastos Grandes. CAP : Capiña.
CAL : Cachi Laguna. COL : Collpa laguna. CAN : Cañapa.

ESSAI D'INTERPRÉTATION DES FACIÈS GÉOCHIMIQUES

Nous allons tenter une première ébauche de corrélation entre le contexte géologique et la nature des sels qui se sont déposés ou qui se déposent actuellement. Nous nous baserons sur les travaux de GARRELS et MACKENZIE (1967) et de HARDIE et EUGSTER (1970) qui ont étudié l'évolution des eaux dans les bassins fermés. Nous allons surtout utiliser les méthodes décrites par ces deux derniers auteurs, en les appliquant aux premiers résultats obtenus sur les eaux de l'Altiplano.

Le tableau I donne les compositions chimiques des eaux douces entrant dans les salars étudiés. Le tableau II donne les compositions des saumures de ces mêmes salars. La figure 2 représente le contexte général des salars du Sud-Lipez que nous allons envisager (sauf Collpa-Laguna : fig. 1). La figure 3 est une représentation sur diagrammes triangulaires de la composition de toutes ces eaux.

Dichotomie fondamentale créée par la précipitation de la calcite

Le point fondamental de l'évolution du chimisme d'une eau qui se concentre par évaporation est la précipitation très précoce de la calcite. Si l'on néglige les oxydes de fer, et si l'on admet qu'aucune néogenèse argileuse n'intervient, c'est le premier minéral important qui précipite (nous verrons plus loin le cas d'une précipitation calcite-argile). Son départ, au cours de la concentration est soumis à deux conditions :

— les ions calcium et carbonate quittent la solution dans le même rapport équimolaire ;

— le produit d'activité ionique $aCa^{++}.\ aCO_3^=$ doit rester constant dans la solution.

Pour maintenir ce produit constant au cours d'une concentration croissante de la solution, $aCO_3^=$ doit décroître lorsque aCa^{++} augmente et inversement. On a donc deux trajets évolutifs divergents : l'un qui correspond à un enrichissement en Ca^{++} et un appauvrissement en $CO_3^=$, et l'autre qui rendra compte de l'évolution inverse. Le choix du trajet va dépendre du rapport initial entre les concentrations en calcium et en carbonate.

On doit tenir compte à la fois des carbonates ($CO_3^=$) et des bicarbonates ($HCO_3^=$) qui se transforment en carbonates au cours de la concentration. Les concentrations en carbonates doivent être toutes recalculées à la pression partielle PCO_2 de l'atmosphère. En effet les eaux douces des sources ont des teneurs en CO_2 très variables (presque toujours en excès par rapport au PCO_2 atmosphérique). Cette teneur en CO_2 contrôle la répartition carbonate-bicarbonate. Au contact avec l'atmosphère le CO_2 quitte la solution ce qui a pour conséquence de déplacer l'équilibre $CO_3^= — HCO_3^-$ dans le sens $HCO_3^- \rightarrow CO_3^=$. C'est cette nouvelle concentration

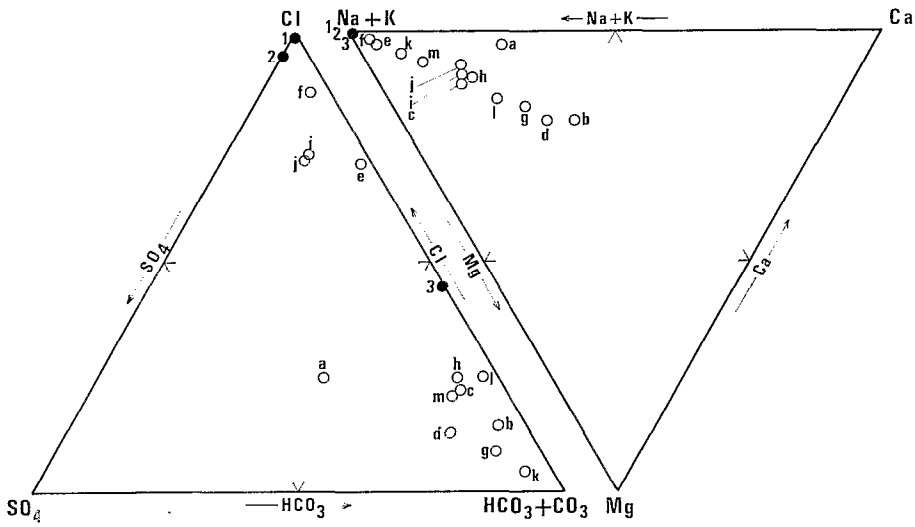


Fig. 3. — Représentation en diagrammes triangulaires des eaux des sources et de saumures des salars. a = Jayu Kkota ; b, c, d, e, f = PAG, 1, 2, 3, 4, 5 ; g, h = CAP, 1, 2 ; i, j = CAN, 1, 2 ; k = CAL, 1 ; l, m = COL, 1, 2 (voir analyses sur le tableau I). 1 = saumures de Jayu Kkota, Capina et Uyuni. 2 = saumures de Cañapa. 3 = saumures de Cachi Laguna et de Collpa Laguna. L'alignement des points dans le diagramme cationique traduit la constance du rapport molaire Ca/Mg des eaux du Lipez ($m\ Ca^{++}/m\ Mg^{++} = 1,5$).

qu'il faut envisager dans les raisonnements, puisque c'est celle vers laquelle on tend effectivement au cours du dégazage.

Le détail des calculs est donné en annexe. Le rapport initial à envisager est :

$$R = (m\ Ca^{++}) / (m\ CO_3^{=} + Ko \sqrt{m\ CO_3^{=}})$$

« m » représente les molalités (m M/kg H_2O). Ko est une constante qui dépend de P total, T et PCO_2. Nous avons pris $PCO_2 = 10^{-3,85}$ à 4 000 m d'altitude et T = 10 °C pour tous les calculs. Dans ce cas : $ko = 10^{-0,91}$.

Si R > 1 les eaux vont s'appauvrir en carbonates et s'enrichir en calcium.

Si R < 1 les eaux vont s'enrichir en carbonates et s'appauvrir en calcium.

Il est en fait plus commode de représenter les compositions des eaux sur un diagramme log mCa^{++} ; log $mCO_3^{=}$ (fig. 4). Ce diagramme est divisé en deux zones par la courbe d'équation $mCa^{++} = m\ CO_3^{= =} + ko \sqrt{m\ CO_3^{=}}$, qui correspond à R = 1. Au-dessus de cette courbe on a le domaine R > 1, en dessous le domaine R < 1.

Les eaux dont le point représentatif est situé dans le domaine R > 1 vont donc théoriquement évoluer vers des saumures du type Na - (Ca) - Cl - SO^4 (chloro-sulfatées sodiques). La précipitation de la calcite consomme presque tous les carbonates. (Ensuite la précipitation du gype va engendrer deux nouvelles voies possibles suivant les valeurs relatives de Ca^{++} et $SO^{4=}$). C'est très généralement le cas des eaux en terrain sédimentaires, à cause de la plus grande abondance du calcium. C'est le cas de Saline Valley (Hardie, 1968) et du Great Salt Lake aux U.S.A.

Les eaux dont le point représentatif est situé dans le domaine R < 1 vont évoluer théoriquement vers des faciès Na - CO_3 - Cl - (SO^4) (carbonatés ou chloro-carbonatés sodiques). C'est généralement le cas des eaux en terrains cristallins. Ceci a été étudié au Lac Magadi (Kenya) par Eugster (1970) et Jones *et al.* (1977), et au Tchad par Maglione (1974). Le lac Tchad est alimenté essentiellement par les eaux du Chari provenant des massifs cristallins du Sud (granito-gneiss). L'évaporation des nappes interdunaires de bordure qu'il alimente produit des carbonates de sodium (natronières). Nous avons représenté sur la figure 4 le point représentatif des eaux du Chari et du lac Tchad (Roche, 1973 ; Carmouze, 1976).

Nous avons reporté sur la figure 4 les points représentatifs d'eaux douces provenant de l'Altiplano. Les points représentatifs des eaux du Titicaca et de ses tributaires ont été calculés à partir des données de Carmouze *et al.* (1978).

On constate tout d'abord que les eaux douces du Nord de l'Altiplano (Titicaca, Jayu Kkota) sont toutes dans le domaine R > 1. Ce sont en effet des zones sédimentaires riches en argiles et en grès

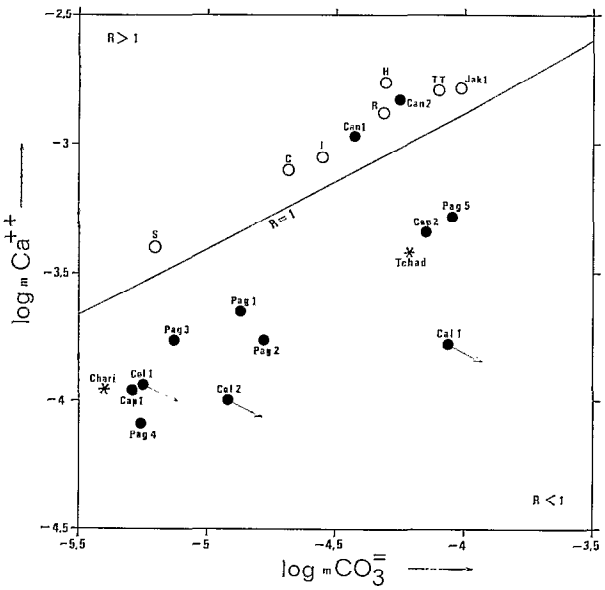


Fig. 4. — Concentrations en Ca^{++} et CO_3 de quelques eaux douces de l'Altiplano (molalités). Les symboles pleins représentent des sources du Lipez (Altiplano Sud) : PAG = Pastos Grandes ; CAP = Capina ; CAN = Cañapa ; CAL = Cachi Laguna ; COL = Collpa Laguna. Les numéros renvoient à la figure 2 et au tableau I. Les symboles vides correspondent à des eaux douces du Nord de l'Altiplano. TT = Lac Titicaca ; tributaires du Lac Titicaca : S = Rio Suchez ; C = Rio Coata ; I = Rio Ilave ; R = Rio Ramis ; H = Rio Huancane ; JAK = Jayu Kkota.

$$R = (m\ Ca^{++})/(m\ CO^{3=} + 10^{-0,91}\ \sqrt{m\ CO^{3=}}).$$

Le domaine R>1 correspond aux eaux qui évoluent vers des faciès chloro-sulfatés sodiques et le domaine R<1 à des eaux qui évoluent théoriquement vers des faciès carbonatés sodiques. Les flèches représentent l'évolution normale des eaux du domaine R<1 par suite de la précipitation de la calcite (noter que R = 1 est une courbe et non une droite).

gypsifères, donc en calcium. Les salars qui se forment dans cette partie de l'Altiplano doivent donc être du type Na - (Ca) - Cl - SO^4. C'est bien ce que l'on observe à Jayu Kkota, sur la bordure du lac Poopó. Le bassin de Uyuni, essentiellement alimenté pendant les phases lacustres récentes à partir du Nord de l'Altiplano, et qui constitue le terme ultime du système Titicaca-Poopó-Uyuni est bien un salar chloruré sodique.

On note ensuite que mis à part le salar de Cañapa, toutes les eaux douces du Lipez que nous avons analysées sont dans le domaine R<1. Ceci correspond bien à la composition acide des massifs volcaniques. Elles devraient donc donner des salars à faciès carbonatés sodiques. En fait ceux-ci ne représentent qu'une faible partie de l'ensemble. Sur une trentaine de lacs ou de salars on n'en connaît que 5 à faciès carbonaté sodique. Nous avons indiqué par une flèche les eaux qui évoluaient effectivement vers de tels faciès (Cachi Laguna et Collpa Laguna.) Les autres évoluent vers des faciès chloro-sulfatés sodiques : Na - (Ca) - Cl - SO_4.

On peut penser tout d'abord que cette inversion de l'évolution est due à la précipitation, également très précoce, de silicates magnésiens. HARDIE et EUGSTER (1970) ont mis en évidence l'influence de la précipitation de la sépiolite sur l'évolution des eaux. On pourrait envisager la néoformation d'un autre type d'argile (ce qui se produit souvent), le raisonnement que nous allons développer s'y appliquerait tout aussi bien. La précipitation de la sépiolite peut s'écrire :

$$2\ Mg^{++} + 3\ SiO_2 + (n+2)\ H_2O \rightarrow Mg_2\ Si_3\ O_8.\ n\ H_2O + 4\ H^+$$

On a production d'ions H^+ qui peuvent neutraliser une partie des carbonates et des bicarbonates :

$$CO_3^{=} + H^+ \rightarrow HCO_3^-$$
$$HCO_3^- + H^+ \rightarrow CO_2 + H_2O$$

Il faut considérer dans ce cas non plus le rapport R précédent, mais le rapport :

$$R' = (m\ Ca^{++} + m\ Mg^{++})/(m\ CO_3^{=} + Ko\sqrt{m\ CO_3^{=}}).$$

On peut tracer un diagramme (fig. 5) : log m $CO_3^{=}$; log (m Ca^{++} + m Mg^{++}) qui est divisé en deux domaines : R'>1 et R'<1. Mais nous ne pouvons utiliser ce diagramme qu'au début de la précipitation de la sépiolite. En effet du calcium peut déjà avoir quitté la solution à ce moment. Il faut donc normalement calculer la composition des eaux au cours de l'évaporation jusqu'au point initial de co-précipitation de la sépiolite et de la calcite et alors seulement figurer le point représentatif. S'il se trouve dans le domaine R'>1 l'eau évoluera vers des faciès du type Na - (Ca) - Cl - SO_4. S'il se trouve dans le domaine R'<1 l'eau évoluera vers des faciès du type Na - CO_3 - Cl - (SO_4).

Ces calculs sont compliqués et peuvent exiger l'aide d'un ordinateur. Cependant dans notre cas, la connaissance de la composition chimique initiale de l'eau peut permettre de conclure facilement. En effet, si le point représentatif *initial* d'une eau dans le diagramme log (m Ca^{++} + m Mg^{++}) ; log m $CO_3^{=}$ se trouve en dessous de la courbe R' = 1, ce point ne pourra jamais, par simple évaporation ou précipitation de la calcite, traverser la courbe R' = 1. En effet, par évaporation sans précipitation le point se déplace parallèlement à la courbe R' = 1. Si la calcite précipite, ce point va s'éloigner de la courbe, puisque m Ca^{++} va décroître relativement à m Mg^{++}.

Il nous suffit donc de constater que les points représentatifs initiaux des eaux du Lipez (sauf

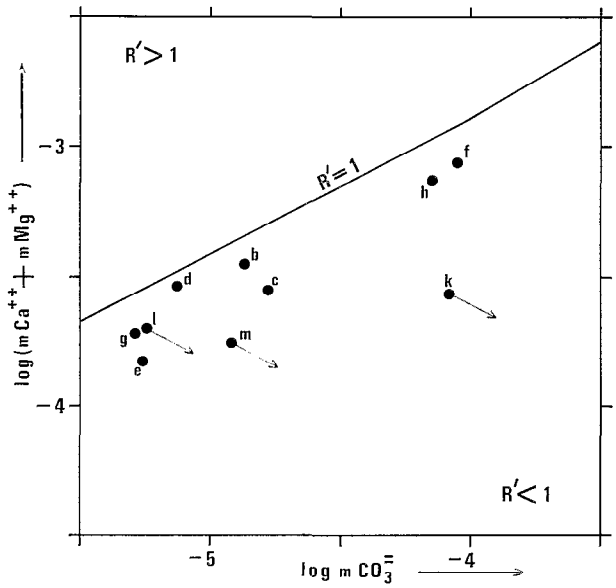


Fig. 5. — Concentrations initiales des eaux des sources du Lipez en $CO^{3=}$ et $Ca^{++}+Mg^{++}$ (molalités). Les lettres ont la même signification que sur la figure 3. b, c, d, e, f = PAG, 1, 2, 3, 4, 5 ; g, h = CAP, 1, 2 ; k = CAL, 1 ; l, m = COL, 1, 2.

$$R' = (m\ Ca^{++} + m\ Mg^{++})/(m\ CO^{3=} + 10^{-0,915}\ \sqrt{m\ CO^{3=}}).$$

Le domaine $R' > 1$ correspond à des eaux qui évoluent vers des faciès chloro-sulfatés sodiques et le domaine $R' < 1$ correspond à des eaux qui évoluent théoriquement vers des faciès carbonatés sodiques. Les flèches représent les eaux qui évoluent normalement selon leur composition chimique.

Cañapa) se trouvent en dessous de la courbe $R' = 1$ avant toute évolution, par évaporation (fig. 5). Elles ne peuvent donc pas, par précipitation de silicates magnésiens, changer le sens de leur évolution. Donc on ne peut pas expliquer le devenir de ces eaux par leur propre composition chimique initiale. Il faut donc envisager des apports extérieurs à ces eaux pour expliquer la modification de leur faciès chimique.

Hypothèse d'une interaction eau-sédiments

Nous arrivons là au domaine des hypothèses. Une observation de terrain nous semble pourtant essentielle. Les salars à faciès carbonatés sodiques, c'est-à-dire ceux qui évoluent normalement à partir de leurs eaux douces d'alimentation, se trouvent tous dans des zones élevées (4 500 m) sans sédiments lacustres de bordure et avec très peu de sédiments dans le salar lui-même. Ce sont en fait des lacs dont le fond argileux de faible épaisseur sert plus à imperméabiliser le bassin qu'à constituer un aquifère. Par contre les salars chloro-sulfatés sodiques (Pastos Grandes, Capina, par exemple) sont constitués d'une très épaisse couche de sédiments argileux, argilo-sableux et salifères (sans doute plus de 100 m à Pastos Grandes) qui renferment la (ou les) nappe sub-affleurante. Même lorsque la période climatique est plus humide et que ces salars se transforment en lacs la majeure partie des eaux se trouvent dans les sédiments qui constituent donc un immence aquifère.

L'interaction des sédiments et des eaux semble donc être un facteur dominant dans les salars chloro-sulfates sodiques et un facteur peu important dans les salars carbonatés sodiques. Or, lorsque les eaux des sources et des rivières pénètrent dans ces sédiments, sur les bordures plusieurs phénomènes importants peuvent se produire.

La dissolution du gypse, toujours abondant, provenant de l'assèchement d'un lac antérieur ou bien de l'évaporation capillaire d'une nappe plus profonde, peut entraîner une augmentation importante de la concentration en calcium et donc une inversion des valeurs du rapport $R = (m\ Ca^{++}) / (m\ CO_3^{=} + Ko\ \sqrt{m\ CO_3^{=}})$.

La très grande quantité de matériel amorphe (verre volcanique) qui pénètre dans le salar libère, en se réorganisant en argiles, des ions H^+ qui peuvent neutraliser les carbonates. Nous pouvons citer par exemple la réaction mise en évidence dans le lac Tchad par Carmouze (1976) :

$$4\ Si(OH)_4 + 0{,}24\ Al(OH)_3 + 0{,}12\ FeO(OH) + 0{,}11\ TiO(OH)_2 + 1{,}99\ Mg^{++} + 0{,}195\ Ca^{++} + 0{,}07\ Na^+$$

$$\rightarrow Si_4O_{10}\ (Al_{0,24}\ Fe^{III}_{0,12}\ Ti_{0,11}\ Mg_{1,99})\ (OH)_2\ Ca_{0,195}\ Na_{0,07} + 4{,}44\ H^+ + 4{,}40\ H_2O$$

suivie de $H^+ + HCO_3^- \rightarrow CO_2 + H_2O$

Dans ce cas, le rapport R peut aussi s'inverser, mais sous l'effet, cette fois, de la diminution des teneurs en ions $CO_3^{=}$.

D'autres hypothèses pourront certainement être trouvées (activité organique notamment). Mais il apparaît de toutes façons, et ceci est le point important que les faciès chimiques des sels qui se déposent semblent liés à l'histoire sédimentologique des bassins. Le problème consiste alors à reconstituer l'état de ces bassins au début de leur histoire lacustre, quand ils contenaient encore peu de sédiments Les eaux des sources n'ont probablement pas changé de composition chimique au cours du temps, mais l'importance du contact eaux-sédiments a forcément augmenté. Il est possible que les faciès des sels qui se déposaient au début du colmatage des bassins après leur individualisation aient été différents de ceux qu'on observe aujourd'hui. Pastos Grandes et Capina étaient peut-être alors des salars carbonatés sodiques.

Cas de la présence du soufre dans les bassins versants

Il nous reste à envisager le cas du salar de Cañapa dont les deux sources principales sont dans le domaine R>1 de la figure 4. Ces eaux évoluent normalement vers un faciès Na - Cl - SO_4. Or on constate sur la figure 2 que les volcans du bassin versant sont très riches en soufre. Il est probable que l'oxydation du soufre en sulfate neutralise une partie des bicarbonates des eaux douces :

$$S^o + 4\ H_2O \rightarrow SO_4^{=} + 8\ H^+ + 6\ e^-$$

avec $$H^+ + HCO_3^- \rightarrow CO_2 + H_2O$$

Cette action du soufre joue probablement dans d'autres salars, notamment à Empexa dont le versant sud du bassin est riche en soufre. Une des sources (thermale) les plus importantes du Sud du salar présente un pH de 1,5. C'est cependant un cas extrême.

Deuxième dichotomie due à la précipitation du gypse

Nous n'avons envisagé jusqu'à présent que la première étape de l'évolution d'une eau au cours de l'évaporation. C'est l'étape fondamentale du départ de la calcite, ou de la coprécipitation de la calcite et d'une argile néoformée (sépiolite par exemple).

Un autre point important, après le départ de la calcite, au cours de l'évolution par évaporation d'une eau non carbonatée sodique est la précipitation du gypse. Selon les teneurs relatives en Ca^{++} et $SO_4^{=}$ on pourra aboutir à des saumures du type Na - Cl - SO_4 (Uyuni, Great Salt Lake) ou Na - Ca - (Mg) - Cl (Mer Morte, NEEV et EMERY, 1967 ; Sebkhas du Sinaï, LEVY, 1977 ; Bristol Dry Lake, USA). On n'a pas, jusqu'à présent, découvert de faciès de ce dernier type en Bolivie, les sulfates étant trop abondants pour permettre une telle évolution.

On évolue donc vers des faciès : Na - (Ca) - Cl - (SO_4) qui se distinguent entre eux par l'abondance relative du calcium (voir tabl. II). Il n'existe que peu de salars présentant le terme ultime sulfaté sodique : Na - SO_4 - Cl (Cañapa, Hodionda Norte, salar de la Laguna). La mirabilite ($Na_2\ SO_4$, 10 H_2O) et la thénardite ($Na_2\ SO_4$) sont les sels principaux qui se déposent. Cependant l'interprétation de ce chimisme par l'évolution ultime des saumures ne semble pas tout à fait satisfaisante. Tout d'abord, on peut constater avec les analyses des sources de Cañapa (tabl. I et fig. 3) que leur teneur relative en sulfates est du même ordre de grandeur que celles des autres sources du Lipez (elle est même nettement inférieure à celle de Jayu Kkota, salar du type Na - (Ca) - Cl - (SO_4), sans mirabilite). Une observation de terrain va ici encore nous permettre d'envisager une hypothèse. Les sulfates de sodium se déposent presque toujours par évaporation capillaire de la nappe au-dessus de niveaux très réduits. A Cañapa la saumure centrale a un pH de 7,5 et un potentiel redox (mesuré sur place) compris entre — 300 et — 400 m V. Donc tous les sulfates sont réduits en

TABLEAU II

Compositions de quelques saumures de Salars de l'Altiplano bolivien

	Densité	pH	Alcalinité	Cl^-	$SO^{=}_4$	B	SiO_2	NA^+	K^+	Li^+	Ca^{++}	Mg^{++}	Principaux minéraux déposés
Jayu Khota.....	1,126	7,14	2,08	3450	35,3	1,30	0,295	3290	19,3	5,0	85,6	103	G-H-(M)
Uyuni Sud.....	1,208	6,87	8,83	6080	63,9	37,0	0,434	5360	258	66,7	31,2	347	H
Pastos Grandes...	1,158	7,14	10,4	4620	20,2	36,4	0,291	5510	238	270	75,0	150	G-U-H
Capiña.....	1,020	8,60	12,5	492	2,02	26,1	1,23	373	37,7	28,1	20,1	10,8	G-U-H
Cañapa.....	1,148	7,50	12,9	3860	203	62,9	0,482	3260	333	112	16,3	75,0	(G)-M-TH-H
Cachi laguna.....	1,044	10,60	840	345	8,38	20,4	1,52	929	191	26,1	0,26	0,017	N-TN
Collpa laguna.....	1,037	10,80	565	189	4,96	9,12	2,51	748	32,4	0,09	0,18	0,013	N-TN

Alcalinité en meq (H^+)/Kg (H_2O)

Minéraux déposés :
Le symbole entre parenthèses indique un dépôt très faible.

Autres valeurs en mM/kg (H_2O) (Molalités)

G : gypse : $CaSO_4$, 2 H_2O
U : ulexite : NaCa B_5O_9, 8 H_2O
H : halite : NaCl
M : mirabilite : Na_2SO_4, 10 H_2O
TH : thénardite : Na_2SO_4
N : natron : Na_2CO_3, 10 H_2O
TN : hermonatrite : Na_2CO_3, H_2O

sulfures : $H_2S + HS^-$ (voir GARRELS et CHRIST, 1965). L'oxydation des sulfures en sulfates au cours de l'ascension capillaire semble être le moteur de la précipitation de la mirabilite. Celle-ci est également favorisée par les très basses températures (— 20° à — 30 °C) qui diminuent considérablement la solubilité de ce minéral.

De toutes façons, ce chimisme $Na - SO_4 - Cl$ semble plutôt lié à l'histoire sédimentologique du bassin. On s'attendra donc à rencontrer des sulfates de sodium dans des zones à fortes accumulations de matières organiques, donc dans des zones basses, dans des fonds de bassins. C'est bien le cas de Cañapa, point le plus bas de toute la région (4 100 m). A Uyuni, point le plus bas de l'Altiplano central (3 650 m) l'énorme épaisseur de halite compacte déposée par sédimentation chimique empêche toute évaporation à partir d'un possible niveau réduit situé à 10 ou 12 m de profondeur.

Présence de bore et de lithium dans les zones volcaniques du Sud

Enfin, pour être complet, signalons une autre différence importante entre le chimisme des eaux du Nord sédimentaire et du Sud volcanique. Elle tient dans la forte teneur en bore et en lithium des eaux des zones volcaniques. Le principal borate qui se forme est l'ulexite ($Na\ Ca\ B_5\ O_9,\ 8\ H_2O$) (principales boratières à Rio Grande, Capina, Challviri, Laguani et Pastos Grandes). Il se dépose exclusivement par évaporation capillaire de la nappe au même niveau que les zones de dépôt du gypse, ce qui semble indiquer des solubilités voisines. Comme le bore et le lithium proviennent des zones volcaniques du Lipez, au Sud du Salar de Uyuni, il faut donc s'attendre à rencontrer de fortes teneurs en ces deux éléments au Sud du salar de Uyuni. En effet, le plus grand gisement de borates de Bolivie se trouve au Sud du salar, à l'embouchure du Rio Grande de Lipez qui draine une grande partie du Lipez. C'est également là que l'on rencontre les plus fortes concentrations en lithium (4 g/l).

CONCLUSION

Deux facteurs contrôlent la nature des sels qui se déposent au fond d'un bassin évaporitique :

— la lithologie du bassin versant (sédimentaire, volcanique avec ou sans soufre) définit la composition chimique des eaux d'alimentation (acquisition des solutés) ;

— la nature des sédiments du bassin contrôle le devenir de ces eaux. Des sédiments imperméables, ou peu abondants entraîneront un contact réduit entre les eaux et les sédiments. L'évolution des solutions résulte alors de leur propre composition initiale (évolution « normale »).

Des sédiments abondants dans lesquels pénètrent les eaux d'alimentation entraîneront une forte interaction eaux-sédiments. L'évolution de ces solutions n'est plus alors dictée seulement par leur composition initiale. Les réactions avec les sédiments peuvent complètement inverser l'évolution « normale » de ces eaux.

Si l'on considère ces bassins au début de leur histoire lacustre, lorsqu'ils avaient peu de sédiments, et que donc le contact eaux-sédiments était faible, il est possible que les sels qui se déposaient alors aient été différents de ceux que l'on observe aujourd'hui. Des faciès carbonatés sodiques sont peut-être passés progressivement, au cours de l'accumulation des sédiments, à des faciès chlorurés sodiques.

Manuscrit reçu au Service des Publications de l'O.R.S.T.O.M. le 5 mai 1978.

BIBLIOGRAPHIE

AHLFELD (F.), 1956. — Sodasen in Lipez (Bolivia). *Neues Jb. Mineral.*, Mh., 1956, 617, 128-136, Stuttgart.

AHLFELD (F.), 1958. — Investigaciones geologicas en la provincia Sud Lipez (Bolivia). *Cuaderno de Minerologia y Geologia.* Universidad Nacional de Tucuman (Argentina) : 149-162.

AHLFELD (F.) et BRANISA (L.), 1960. — Geologia de Bolivia. *Inst Bol. Petrol.*

BOULANGÉ (B.), RODRIGO (L. A.) et VARGAS (C.), 1978. — Morphologie, formation et aspects sédimentologiques du lac Poopó (Bolivie). *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol.*, vol. X, n° 1 : 69-78.

CARMOUZE (J. P.), 1976. — La régulation hydrochimique du lac Tchad. Thèse Paris VI. *Trav. et doc. O.R.S.T.O.M.*, n° 58, 418 p.

CARMOUZE (J. P.), ARZE (C.), QUINTANILLE (J.) et MIRANDA (Y.), 1978. — Circulación superficial de materia (agua, sales disueltas) en el sistema lacustre del Altiplano. Las regulaciones hidroquimicas de los lagos Titicaca y Poopó. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol.*, vol. X, n° 1 : 49-68.

EUGSTER (H. P.), 1970. — Chemistry and origin of the brines of lake Magadi, Kenya. *Mineral. Soc. Amer. Spec. Paper.*, 3 : 215-235.

FERNANDEZ (A.), HORMANN (P. K.), KUSSMAUL (S.), MEAVE (J.), PICHLER (H.) and SUBIETA (T.), 1973. — First petrologic data on young volcanic rocks of SW-Bolivia. *Tschermarks Min. Petr. Mitt.* 19 : 149-172.

GARRELS (R. M.) and CHRIST (C. L.), 1965. — Solutions, Minerals and Equilibria. *Harper and Row, New York*, 450 p.

GARRELS (R. M.) and MACKENZIE (F. T.), 1967. — Origin of the chimical composition of some springs and lakes. In : *Equilibrium Concepts in Natural Water Systems.* American Chemical Society, Washington D.C. : 222-242.

HARDIE (L. A.), 1968. — The origin of the recent non-marine evaporite deposit of Saline Valley, Inyo County, California. *Geoch. et Cosmochim. Acta*, 32 : 1279-1301.

HARDIE (L. A.) and EUGSTER (H. P.), 1970. — The evolution of closed-basin brines. *Mineral. Soc. Amer. Spec. Paper*, 3 : 273-290.

JONES (B. F.), EUGSTER (H. P.) and RETTIG (S. L.), 1977. — Hydrochemistry of the lake Magadi Basin ; Kenya. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 41 : 53-72.

LEVY (Y.), 1977. — The origin and evolution of Brine in coastal sabkhas, Northern Sinaï. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 47, n° 1 : 451-462.

MAGLIONE (G.), 1974. — Géochimie des évaporites et silicates néoformés en milieu continental confiné. *Thèse Univ. Paris VI, O.R.S.T.O.M.*, Paris, 331 p. *multigr.*

NEEV (D.) and EMERY (K. O.), 1967. — The Dead Sea. Depositional processes and environments of evaporites. *Israel Geol. Survey Bull.* 41, 147 p.

ROCHE (M. A.), 1973. — Traçage naturel salin et isotopique des eaux du système hydrologique du lac Tchad. *Thèse Univ. Paris VI*, 385 p.

SERVANT (M.) et FONTES (J. Ch.), 1978. — Les lacs Quaternaires des hauts plateaux des Andes boliviennes. Premières interprétations paléoclimatiques. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol.*, vol. X, n° 1 : 9-23.

SERVANT-VILDARY (S.), 1978. — Diatomées et paléosalinité des lacs quaternaires des Andes boliviennes. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol.*, vol. X, n° 1 : 25-35.

THORPE (R. S.), POTTS (P. J.) and FRANCIS (P. X.), 1976. — Rare Earth data in petrogenesis of andesite from the North Chilean Andes. *Contrib. Mineral. Petrol.* 54 : 65-78.

ANNEXE

Nous ne faisons que reprendre les méthodes de calculs de GARRELS et CHRIST (1965) et de HARDIE et EUGSTER (1971).

Rappelons que l'activité a_i d'un ion est liée à sa concentration m_i (molalité = mM/kg H_2O) par le coefficient d'activité γ_i : $a_i = \gamma_i\ m_i$. Les coefficients γ_i se calculent à partir de la force ionique de la solution : $I = \frac{1}{2} \sum m_i\ Z_i^2$ (Z_i = valence de l'ion i) par la formule de Debye-Huckel :

$$-\log\gamma_i = \frac{A\ Z_i^2 \sqrt{I}}{B + r_i\ B \sqrt{I}}$$

(r_i : rayon ionique de l'ion hydraté i ; A et B sont des constantes qui dépendent de T ; valeurs numériques dans GARRELS et CHRIST, 1965).

Le point important est de recalculer la répartition des espèces carbonatées à une même pression partielle de CO_2. Nous considérons $a_{H_2O} = 1$ et $a_{CO_2} = P_{CO_2}$. Nous avons les équilibres :

$$CO_2\,(g) + H_2O \rightleftharpoons H_2CO_3 \qquad a_{H_2CO_3} = K_1\ PCO_2 \qquad (1)$$

$$H_2CO_3 \rightleftharpoons HCO_3^- + H^+ \qquad a_{HCO_3^-} \cdot aH^+ = K_2\ a_{H_2CO_3} \qquad (2)$$

$$HCO_3^- \rightleftharpoons CO_3^{=} + H^+ \qquad a_{CO_3^{=}} \cdot a_{H^+} = K_3\ a_{HCO_3^-} \qquad (3)$$

$$H_2O \rightleftharpoons H^+ + OH^- \qquad a_{H^+} \cdot a_{OH^-} = Ke$$

Nous en tirons :

$$a_{HCO_3^-} = \frac{K_1\ K_2\ P_{CO_2}}{a_{H^+}} \qquad m_{HCO_3^-} = \frac{K_1\ K_2\ P_{CO_2}}{\gamma_{HCO_3^-} \cdot a_{H^+}} \qquad (4)$$

$$a_{CO_3^{=}} = \frac{K_1\ K_2\ K_3\ P_{CO_2}}{(a_{H^+})^2} \qquad m_{CO_3^{=}} = \frac{K_1\ K_2\ K_3\ P_{CO_2}}{\gamma_{CO_3^{=}} \cdot (a_{H^+})^2} \qquad (5)$$

$$m_{OH^-} = \frac{K_e}{\gamma_{OH^-} \cdot a_{H^+}}$$

L'alcalinité de la solution peut s'écrire :

$$A = 2\ m\ CO_3^{=} + m\ HCO_3^- + m\ OH^- - m\ H^+.$$

D'où, en négligeant a_{H^+}, (10^{-7} à 10^{-8} M/kg) :

$$A = \frac{2\ K_1\ K_2\ K_3\ P_{CO_2}}{\gamma_{CO_3^{=}} \cdot (a_{H^+})^2} + \frac{K_1\ K_2\ P_{CO_2}}{\gamma_{HCO_3^-} \cdot a_{H^+}} + \frac{K_e}{\gamma_{OH^-} \cdot a_{H^+}} \qquad (6)$$

Ceci est une équation du deuxième degré en a_{H^+}. A est donné par l'analyse chimique ; K_1, K_2, K_3, P_{CO_2} sont des constantes ; les γ_i peuvent être calculés par la formule de Debye-Huckel. Une fois a_{H^+} déterminé, on calcule $m_{CO_3^{=}}$ et $m_{HCO_3^-}$ à partir des équations (4) et (5).

En faisant un raisonnement mathématique rigoureux on constate que l'on ne connaît pas la force ionique I puisque nous cherchons à déterminer les nouvelles valeurs de $m_{CO_3^{=}}$ et $m_{HCO_3^-}$, desquelles dépend I. Nous ne connaissons donc pas $\gamma_{CO_3^{=}}$, $\gamma_{HCO_3^-}$, γ_{OH^-}. HARDIE et EUGSTER proposent une méthode par itération, commode à mettre en œuvre sur ordinateur. Ils calculent les γ_i à partir des données initiales ; ils résolvent ensuite l'équation (6) ; ils obtiennent les m_i ; ils recalculent à partir de ces valeurs la nouvelle force ionique ; et ils recommencent le cycle jusqu'à ce que a_{H^+} reste constant.

Cependant nous avons vérifié que, pour nos eaux, la force ionique varie très peu d'une boucle à l'autre. On peut prendre la première solution de l'équation (6). Les modifications apportées par les boucles suivantes sont négligeables. Pour les constantes, nous avons pris $P_{CO_2} = 10^{-3.85}$ (à partir des premiers résultats de mesures sur place, par barbotage d'un volume connu d'air dans une solution titrée de $Ba(OH)_2$), et à T = 10 °C :

$$K_1 = 10^{-1.34},\ K_2 = 10^{-6.45},\ K_3 = 10^{-10.42},\ \text{et}\ K_e = 10^{-14.5}$$

Tous ces calculs nous donnent la valeur de $m_{CO_3^{=}}$ à $P_{CO_2} = 10^{-3.85}$ que nous reportons sur les diagrammes des figures 4 et 5.

L'équation d'alectroneutralité de la solution s'écrit :

$$2m\ Ca^{++} + 2m\ Mg^{++} + m\ Na^+ + mK^+ + m\ H^+ = 2m\ CO_3^{=} + m\ HCO_3^- + 2m\ SO_4^{=} + m\ Cl^- + m\ OH^-.$$

On en tire, en négligeant m H^+ et m OH^- (10^{-6} à 10^{-8} M/kg) :

$$m\ Ca^{++} = m\ CO_3^{=} + \frac{1}{2}\ m\ HCO_3^- + \Delta$$

$$\text{avec}\ \Delta = \frac{1}{2}\,(2\ m\ SO_4^{=} + m\ Cl^- - 2\ m\ Mg^{++} - m\ Na^+ - m\ K^+)$$

Si l'on considère, en première approximation, la solution idéale ($\gamma_i = 1$) la résolution du système d'équation (1), (2) et (3) nous donne :

$$m_{HCO_3^-} = \sqrt{\frac{K_1\ K_2}{K_3}\ P_{CO_2}} \times \sqrt{m_{CO_3^{=}}}$$

Nous avons donc : $m_{Ca^{++}} = m_{CO_3^{=}} + K_0 \sqrt{m_{CO_3^{=}}} + \Delta$ (7) avec

$$K_0 = \frac{1}{2}\sqrt{\frac{K_1\ K_2}{K_3}\ P_{CO_2}} = 10^{-2.91}\ \text{et}$$

$$R = (m\ Ca^{++})/m_{CO_3^{=}} + K_0 \sqrt{m\ CO_3^{=}} = 1 + \Delta/(m_{CO_3^{=}} + K_0 \sqrt{m\ CO_3^{=}})$$

Lorsque la calcite précipite nous avons (solution idéale) :

$$m_{Ca^{++}} \cdot m_{CO_3^{=}} = K_4\ (10^{-8.34}\ \text{à}\ 25\ °C),$$

c'est-à-dire :

$$(m\ CO_3^{=} + K_0 \sqrt{m\ CO_3^{=}} + \Delta)\ (m\ CO_3^{=}) = K_4$$

Si $\Delta > 0$, donc si $R < 1$, lorsque la solution se concentre, le terme $m\ CO_3^{=} + K_0 \sqrt{m\ CO_3^{=}} + \Delta$ va augmenter continuellement. Donc à saturation $m\ CO_3^{=}$ va décroître pendant que la calcite précipite.

Si $\Delta < 0$, donc si $R > 1$ le terme $m\ CO_3^{=} + K_0 \sqrt{m\ CO_3^{=}} + \Delta$ va décroître continuellement, donc à saturation $m\ CO_3^{=}$ va croître pendant que la calcite précipite.

Lorsqu'une eau se concentre sans rien précipiter le point représentatif (Fig. 4) se déplace parallèlement à la courbe R = 1. Dès que la calcite précipite le point s'écarte de cette courbe.

En ce qui concerne la coprécipitation de la calcite et de la sépiolite, le raisonnement est similaire. On remplace simplement l'équation (7) par :

$$m\ Ca^{++} + m\ Mg^{++} = m\ CO_3^{=} + K_0 \sqrt{m\ CO_3^{=}} + \Delta'$$

mCa^{++} représente la concentration en Ca^{++} au début de la précipitation de la sépiolite. Cependant nous avons considéré la concentration initiale en Ca^{++} de la solution pour des raisons que nous expliquons dans le texte.

CIRCULACIÓN DE MATERIA (AGUA-SALES DISUELTAS) ATRAVÉS DEL SISTEMA FLUVIO-LACUSTRE DEL ALTIPLANO : LA REGULACIÓN HIDRICA É HIDROQUÍMICA DE LOS LAGOS TITICACA Y POOPÓ

Jean-Pierre CARMOUZE*, C. ARZE** y J. QUINTANILLA**

* *Mission O.R.S.T.O.M., cajón postal 8714, La Paz, Bolivia*
** *Instituto de Investigaciones Químicas de la Universidad Mayor de San Andrés. La Paz, Bolivia*

RESUMEN

La circulación media anual de la materia (agua, sales disueltas) através del sistema fluvio-lacustre del Altiplano, que comprende los lagos Titicaca y Poopó ha sido determinada, permitiendonos precisar las regulaciones hídricas (aportes y perdidas fluviales en agua, evaporación, lluvias, infiltración) é hidroquímicas (aportes y pérdidas fluviales en sales disueltas) de los dos lagos y de compender la evolución de la composición química de las aguas através de este sistema.

RÉSUMÉ

L'écoulement moyen annuel de la matière (eau-sels dissous) à travers le système fluvio-lacustre de l'Altiplano, qui comprend les lacs Titicaca et Poopó, a été déterminé, ce qui a permis de préciser les régulations hydriques (apports et pertes fluviatiles en eau, évaporation, pluies, infiltration) et hydrochimiques (apports et pertes fluviatiles en sels dissous, infiltration et sedimentations chimiques) des deux lacs et de comprendre l'évolution de la composition chimique des eaux à travers ce système.

CIRCULATION OF MATERIAL (WATER-DISSOLVED SALTS) ACROSS THE ALTIPLANO FLUVIOLACUSTRINE SYSTEM: HYDRIC AND HYDROCHEMICAL REGULATION OF TITICACA AND POOPO LAKES

ABSTRACT

Mean anual fluxes of water and dissolved salts through the Altiplano system, including the lakes Titicaca and Poopó, have been determined, which enabled one to precise the hydric regulations (water river inputs and outputs, evaporation, rainfall and infiltration) and the hydrochemical regulations (dissolved salt, river inputs and outputs, infiltration and chemical sedimentation) of the two lakes and to understand the chemical evolution of waters through this system.

ЦИРКУЛЯЦИЯ ВЕЩЕСТВА (ВОДА-РАСТВОРЕННЫЕ СОЛИ) ЧЕРЕЗ ОЗЁРНОРЕЧНУЮ СИСТЕМУ АЛЬТИПЛАНО : ВОДНАЯ И ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ РЕГУЛЯЦИЯ ОЗЁР ТИТИКАКА И ПООПО

РЕЗЮМЕ

Был определен средний годовой сток вещества (вода-расстворенные соли) через озёрноречную систему Альтиплано, включающую озёра Титикака и Поопо, что позволило выяснить водные (речные привносы и потери воды, испарение, дожди, просачивание) и гидрохимические регуляции (речные привносы и потери растворенных солей, просачивание и химические седиментации) обоих озёр, и понять развитие химического состава вод в этой системе.

Introducción

El sistema fluvio-lacustre del Altiplano es una cuenca cerrada de 190 000 km², localizada entre los 14°25′ y los 22°50′ de latitud sur y los 71° y los 67° de longitud oeste. Tiene la forma de una franja alargada de 200 km² de longitud media, extendiéndose sobre aproximadamente 1 000 km. Su relieve está caracterizado por una vasta planicie central que presenta una ligera depresión a nivel del paralelo 20. Esta planicie encaramada entre los 3 000 y 4 000 m de altura, está rodeada por las imponentes cordilleras Oriental y Occidental, cuyos picos bordean los 6 500 m.

Se halla realzada al norte por los Andes de Carabaya y al sur por la Cordillera de los Lípez (fig. 1). El régimen pluvial disminuye progresivamente de norte a sur : de 1 800 mm/año pasa a 300 mm/año a nivel del paralelo 19 ; a partir del cual, las lluvias son cada vez más raras.

Debido a esta doble gradiente topográfica y climática se tiene una circulación general de las aguas del norte hacia el centro de la cuenca, cargada de sales disueltas y de material sólido en suspensión.

Las aguas convergen en un principio, hacia una depresión profunda del sistema : el lago Titicaca. Luego, la circulación de superficie continúa en dirección de una zona del altiplano, ligeramente hundida : el lago Poopó, que es su punto terminal.

Es esta circulación de materia, limitada a las aguas y a su carga en sales disueltas, la que vamos a definir, y la que nos va a permitir comprender la regulación hidroquimica de los dos medios lacustres.

Para describir la circulación de materia en un lago, se debe identificar y cuantificar, en un tiempo dado, los diferentes transportes de agua y de sales disueltas,

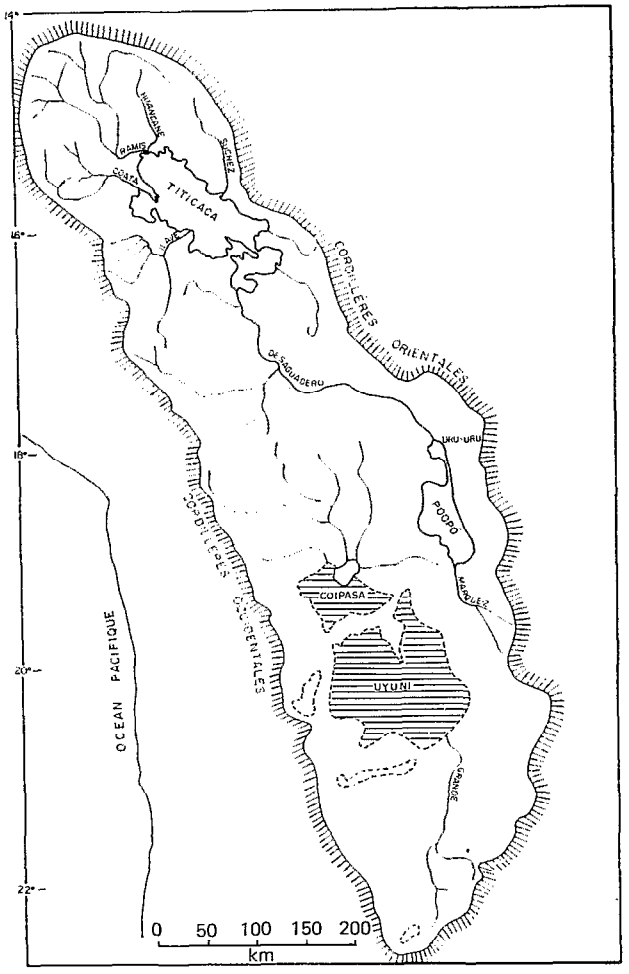


Fig. 1. — El sistema fluvio-lacustre del Altiplano.
Le système fluvio-lacustre de l'Altiplano.

así como la tasa de renovación del volúmen de agua y de la reserva de sales disueltas almacenada en el medio lacustre.

La circulación es irregular y está sometida a fluctuaciones estacionales y anuales, por lo que es recomendable definir inicialmente una circulación medio anual, que depende evidentemente del período considerado.

En general, la elección de un largo período presenta una doble ventaja. En efecto, mientras mayor sea el período considerado, mayor será la posibilidad de extrapolar la circulación media en el tiempo, y su asimilación al de un régimen permanente será justificable en mayor grado.

Esta última ventaja permite describir la circulación de las aguas y de las sales disueltas mediante equilibrios dinámicos que controlan el volúmen del lago y sus reservas de sales.

Los datos hidrológicos disponibles relativos a la cuenca del Titicaca cubren el período de 1956 a 1973, por lo que es el que va a ser considerado.

Circulación media de las aguas del lago Titicaca

La circulación de las aguas através del Titicaca está esencialmente regulada por una parte, por los aportes fluviales y meteóricos y por otra, por las pérdidas por el Desaguadero (único efluente), por infiltración y por evaporación*.

Estos diversos transportes de agua van a ser sucesivamente cuantificados en valores medios anuales para el período 1956-1973. Una vez caracterizada la circulación de agua através del lago, será comparada al volumen mismo para establecer la renovación de esta ultima.

Aportes de los afluentes

La cuenca del Titicaca, que se extiende de acuerdo a un eje noroeste-sur-este de 14°5′ a 17°5′ de latitud sur y de 68°5′ a 71°5′ de longitud oeste, ocupa 58 000 km² aproximadamente. Situado en la parte suroeste de la cuenca, el lago es esencialmente alimentado por las cuencas de las regiones septentrionales y occidentales, esto de acuerdo a las precipitaciones que aumentan de sur a norte. La red hidrográfica comprende cinco ríos principales : Ramis, Coata, Ilave, Huancané y Suchez.

Monheim (1956) dá una descripción detallada de los mismos (fig. 2). Estos ríos son objeto de levantamientos hidrológicos desde 1956.

Los resultados de los primeros diez años han sido publicados (Koessler y Monheim 1968, Bazoberry 1968). Los resultados recientes comprendidos entre 1966 y 1973, nos han sido amablemente proporcionados por los servicios meteorológicos e hidrológicos nacionales del Perú y de Bolivia**.

De estos datos se ha deducido, para cada uno de los ríos y de sus anexos, los aportes medios anuales

Tabla I

Aportes medios anuales en agua de los principales afluentes del Titicaca y de sus anexos durante el período 1956-1973

Ramis	$2{,}25 \times 10^9$ m³/año
Anexos del Ramis	$0{,}03 \times 10^9$ m³/año
Ilave	$0{,}90 \times 10^9$ m³/año
Anexos del Ilave	$0{,}34 \times 10^9$ m³/año
Coata	$1{,}01 \times 10^9$ m³/año
Anexos del Coata	$0{,}33 \times 10^9$ m³/año
Huancané	$0{,}50 \times 10^9$ m³/año
Anexos del Huancané	$0{,}29 \times 10^9$ m³/año
Suchez + Keka + anexos	$0{,}78 \times 10^9$ m³/año
Recibido por el lago Pequeño	$0{,}32 \times 10^9$ m³/año
Aporte fluvial total	$6{,}75 \times 10^9$ m³/año

Lo esencial de los aportes proviene del norte y del noroeste de la cuenca. El Ramis, el Huancané, el Coata y sus anexos proporcionan el 65,5 % del total.

Aportes meteóricos

Los datos más completos que disponemos provienen de una carta de pluviosidad del lago establecida por Koessler y Monheim (1968) para el período 1957-1961, los que han sido extrapolados al período 1956-1973. Suponemos que el error cometido en la extrapolación no es importante. En efecto, en la medida en la que existe una relación entre los aportes meteóricos y fluviales, se puede notar que los aportes medios anuales de 1957-1961, son aproximadamente iguales a los de 1956-1973.

Así, según esta carta (fig. 3), la altura del agua que cae en promedio es de 0,895 m/año : esto representa un volúmen de $7{,}50 \times 10^9$ m³/año, ya que la superficie del lago ha sido estimada en 8 375 km².

* Las resurgencias no han sido consideradas : representan el 1,5 % de los aportes en el caso del lago Pequeño (Walgenwitz F. comunicación personal) ; en el lago Mayor la tasa debe ser más o menos la misma.

** Le agradecemos al Ing. Juan Aquize jefe de SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología y de Hidrología del Perú, en Puno).

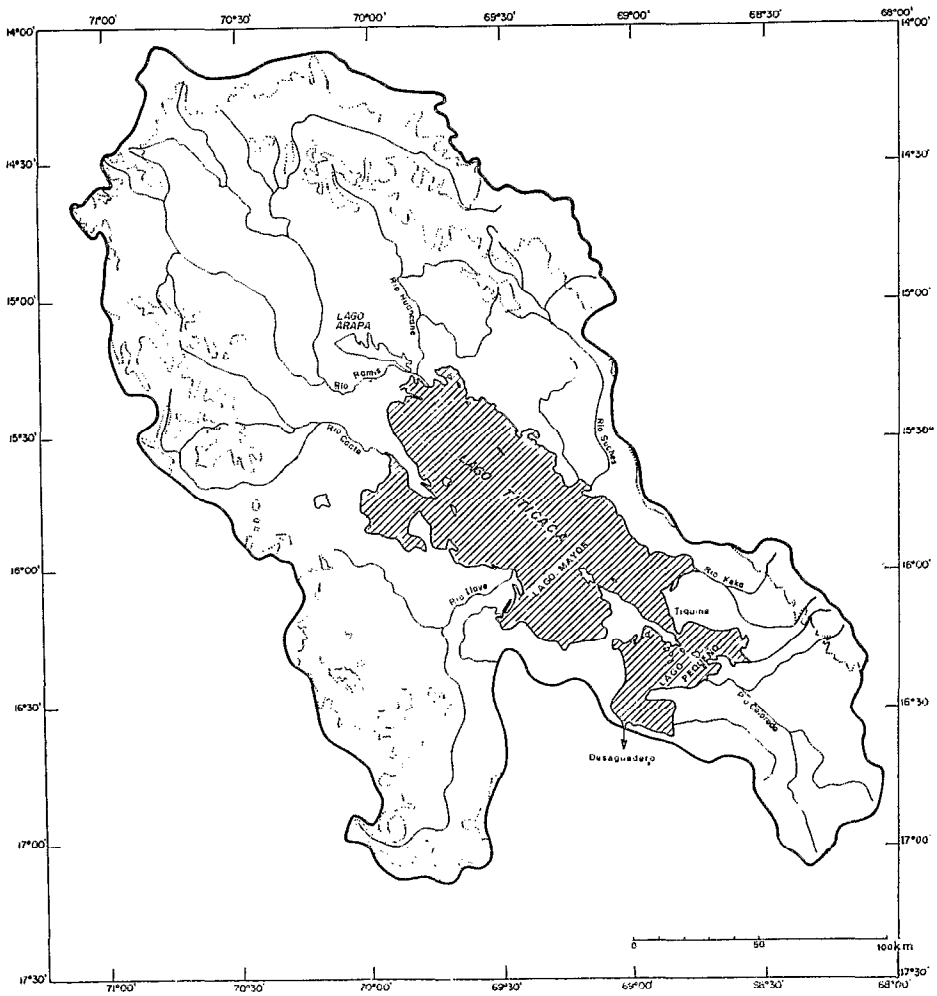


Fig. 2. — La cuenca del lago Titicaca.
Le bassin versant du lac Titicaca.

Pérdidas por el río Desaguadero

El Titicaca posee en su parte meridional un exutorio de superficie : el Desaguadero. A partir de los datos de KOESSLER (1970), KOESSLER y MONHEIM (1968) y BAZOBERRY (1968), relativas al período 1956-1966 y de aquellos que nos han sido proporcionados por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI) para el período 1967-1973, la pérdida media ha sido estimada en $0{,}665 \times 10^9$ m³/año. Este efluente juega un rol muy modesto ya que su caudal representa menos del 10 % del de los afluentes.

Pérdidas por infiltración

La estimación de las pérdidas por infiltración en el Titicaca, está basada en el balance del ión cloruro. El cálculo se simplifica en la medida en la que se admite que :

— los cloruros provienen únicamente de los afluentes y no son eliminados más que por el Desaguadero y por infiltración.

— en el período considerado, las pérdidas en cloruros contrabalancean los aportes.

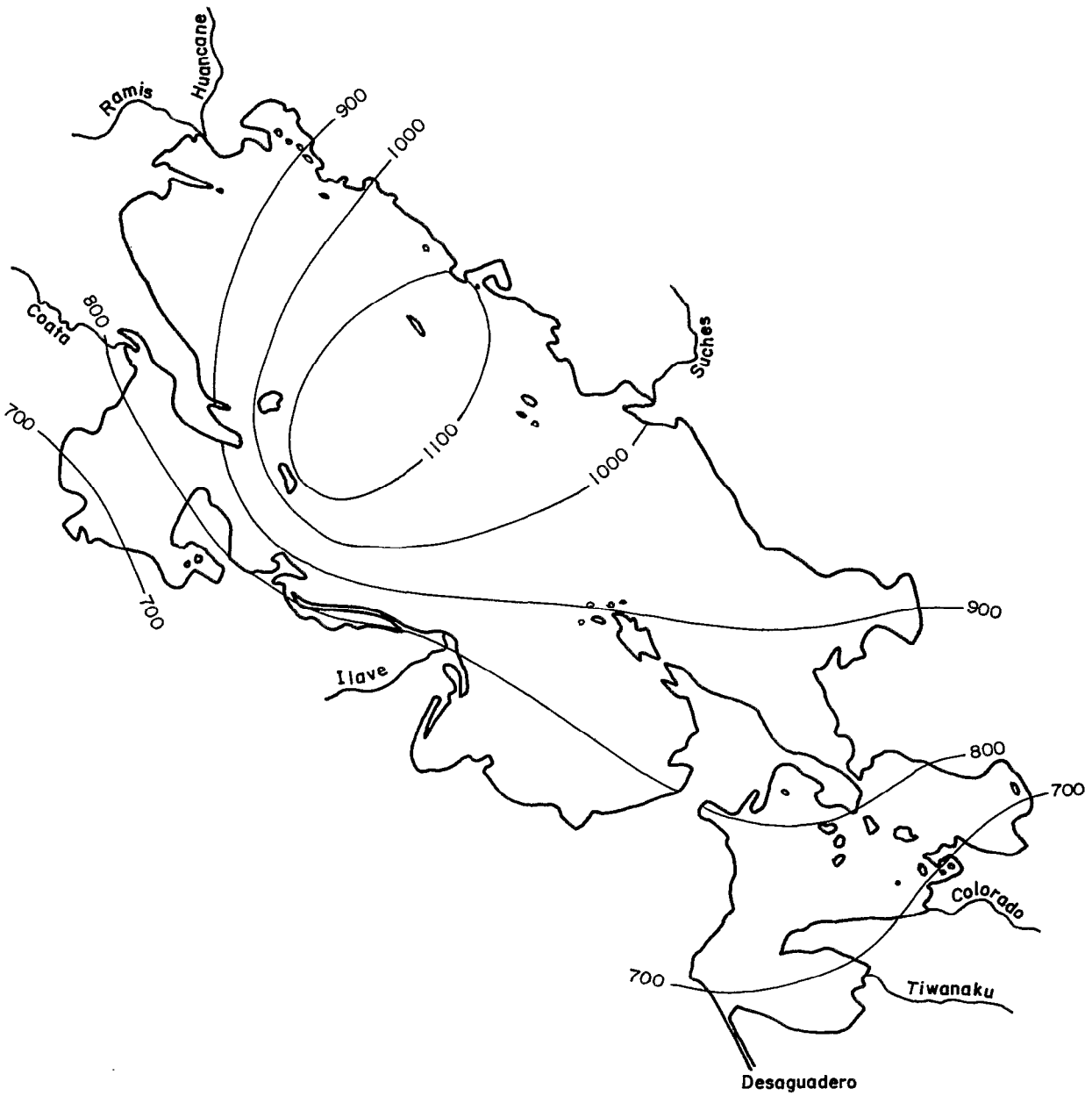


Fig. 3. — Isohietes del lago Titicaca en mm.
Isohiètes du lac Titicaca en mm.

— la concentración en cloruros de las aguas que se infiltran es igual a la concentración media de cloruros en las aguas lacustres. Los valores que entran en el cálculo son valores medios anuales :

aporte fluvial en Cl^- = aporte fluvial en agua × concentración en Cl^- de esas aguas

$$(\overline{Cl}^-)^*_{af} = (\overline{V})_{af} \times [\overline{Cl}^-]^*_{af}$$
$$(\overline{Cl}^-)^*_{af} = 6{,}75 \times 10^9 \ m^3/año \times 1{,}46 \ moles/m^3$$

$$\boxed{(\overline{Cl}^{-*}_{af}) = 9{,}855 \times 10^9 \ moles/año.}$$

Pérdida en $\overline{Cl}^-$ por el Desaguadero = Pérdida en agua por el Desaguadero × concentración en Cl^- de esas aguas

$$(\overline{Cl}^-)^*_{ef} = (\overline{V})_{ef} \times [Cl^-]^*_{ef}$$
$$(\overline{Cl}^-)^*_{ef} = 0{,}665 \times 10^9 \ m^3/año \times 7{,}95 \ moles/m^3$$

$$\boxed{(\overline{Cl}^-)^*_{ef} = 5{,}285 \times 10^9 \ moles/año.}$$

Cantidad de Cl^- que se infiltra = Aporte fluvial en Cl^- ó pérdida fluvial en Cl^- — pérdida en Cl^- por el Desaguadero

$$(\overline{Cl}^-)^{in} = (\overline{Cl}^-)^{af} - (\overline{Cl}^-)^*_{ef}$$
$$(\overline{Cl}^-)^{in} = 9{,}855 \times 10^9 \ moles/año - 5{,}285 \times 10^9 \ moles/año$$

$$\boxed{(\overline{Cl}^-)^{in} = 4{,}570 \times 10^9 \ moles/año.}$$

De donde el volumen de agua que se infiltra :

Volumen de agua que se infiltra = Cantidad de $\overline{Cl}^-$ que se infiltra / concentración media en Cl^- de las aguas de infiltración

$$(V)_{in} = (\overline{Cl}^-)_{in} / [\overline{Cl}^-]^{**}_L$$
$$(V)_{in} = 4{,}570 \times 10^9 \ moles/año / 7{,}185 \ moles/m^3$$

$$\boxed{(V)_{in} = 0{,}635 \times 10^9 \ m^3/año.}$$

Pérdidas por evaporación

Sobre el período considerado (17 años), es razonable admitir que en promedio anual, los aportes de los afluentes $(\overline{V})_{af}$ y las lluvias $(\overline{V})_{ll}$ son contrabalanceados por las pérdidas por infiltración $(\overline{V})_{in}$, por el efluente $(\overline{V})_{ef}$ y por la evaporación $(\overline{V})_{ev}$:

Pérdida en agua por evaporación = Aporte de los afluentes en agua + aportes meteóricos — pérdida de agua por infiltración — pérdida de agua por el efluente

$$(\overline{V})_{ev} = (\overline{V})_{af} + (\overline{V})_{ll} - (\overline{V})_{in} - (\overline{V})_{ef}$$
$$(\overline{V})_{ev} = 6{,}75 \times 10^9 \ m^3/año + 7{,}50 \times 10^9 \ m^3/año - 0{,}635 \times 10^9 \ m^3/año - 0{,}665 \times 10^9 \ m^3/año$$

$$\boxed{(\overline{V})_{ev} = 12{,}95 \times 10^9 \ m^3/año.}$$

* Está dado en la página 61.
* y ** están dados respectivamente en las páginas 61 y 63.

El volumen perdido corresponde a una altura de agua de 1,55 m/año, si se considera que la superficie del lago es de 8 375 km².

Notemos que KOESSLER (1970), luego RICHERSON *et al.* (1977) han estimado la evaporación a partir de dos métodos, el primero basado en el balance térmico, el segundo en el balance hídrico, con estos métodos tomados en ese orden, Koessler obtuvo 1 714 y 1 480 mm/año, Richerson obtuvo 1 900 y 1 334 mm/año.

Renovación de las aguas del Titicaca

Una vez definidos los transportes de agua, podemos calcular el volumen del lago para conocer la importancia de la renovación anual de las aguas lacustres.

El nivel del agua durante el período 1956-1973 ha oscilado alrededor de la cota 3 808,5 ; según los datos reportados por MONHEIM (1956), KOESSLER (1970), BAZOBERRY (1968), así como aquellos que nos han sido proporcionados por el SENAMHI para el reciente período.

El borde del lago que hemos utilizado es aquel que ha sido trazado por BOULANGÉ y RODRIGO recientemente (comunicación personal), en base a imágenes por satélite.

El borde citado corresponde a una cota del nivel de agua ligeramente superior al considerado. La batimetría está basada en los datos de NEVEU-LEMAIRE (1906), completados por GILSON (1964) y por aquellos que hemos obtenido, en total 250 medidas repartidas más ó menos uniformemente sobre el conjunto del lago (fig. 4).

La Tabla II agrupa las principales características morfométricas del lago. Recordemos aquí que el volumen del lago es de 893×10^3 m³. La renovación media anual de las aguas lacustres, $\bar{\zeta}$, puede entonces calcularse :

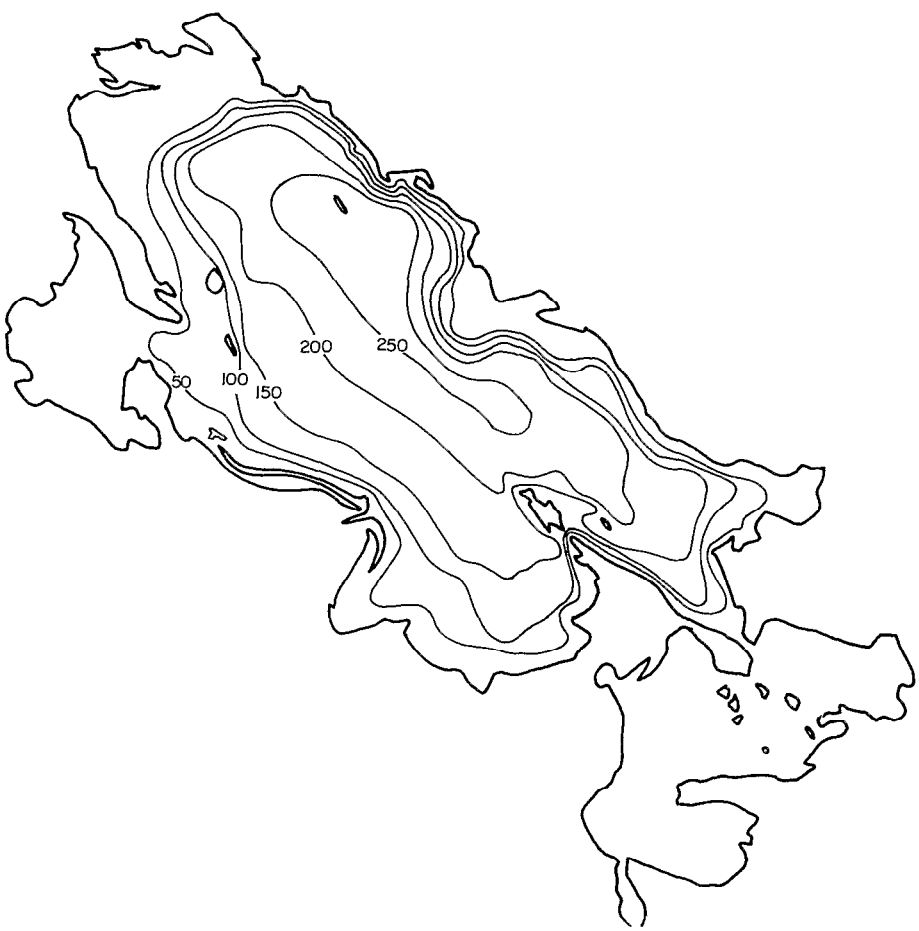


Fig. 4. — La batimetria del lago Titicaca.
La bathymétrie du lac Titicaca.

$$\text{Renovación anual de las aguas lacustres} = \frac{\text{Aportes medios anuales en agua}}{\text{Volumen medio del lago}} =$$

$$\tilde{\zeta}_{agua} = \frac{\text{Pérdidas medias anuales en agua}}{\text{Volumen medio del lago}}$$

$$\tilde{\zeta}_{agua} = \frac{14{,}25 \times 10^9 \text{ m}^3}{893 \times 10^9 \text{ m}^3} \times 100$$

$$\boxed{\tilde{\zeta}_{agua} = 1{,}6 \text{ \% anual}}$$

Otra forma de dar cuenta de la importancia de los intercambios de aguas en promedio anual con relación al volumen del lago ; es estimando el tiempo necesario para llenar el lago por los aportes solamente ó también para vaciarlo considerando unicamente las pérdidas. Este tiempo T_{agua}, puede ser asimilado al de residencia media de las aguas en el medio lacustre.

$$\text{Tiempo de residencia media de las aguas en el medio lacustre} = \frac{\text{Volumen medio del lago}}{\text{Aportes medios anuales en agua}} = \frac{\text{Volumen medio del lago}}{\text{Pérdidas medias anuales en agua}}$$

$$T_{agua} = \frac{893 \times 10^9 \text{ m}^3}{14{,}25 \times 10^9 \text{ m}^3/\text{año}}$$

$$\boxed{T_{agua} = 62{,}6 \text{ años}}$$

KOESSLER y MONHEIM (1968) y RICHERSON *el al* (1977) dan un tiempo de residencia de 70 años.

Equilibrio hídrico medio anual del lago Titicaca

El flujo medio anual de las aguas atravéz del lago Titicaca para el período 1956-1973 está ilustrado en la figura 5. El mismo representa tres particularidades :

— La renovación anual de las aguas lacustres es muy débil : 1,6 %.

— Los aportes meteóricos ($7{,}50 \times 10^9$ m³/año) son ligeramente superiores a los aportes fluviales ($6{,}75 \times 10^9$ m³/año).

— Las pérdidas por evaporación son predominantes (90 % de las perdidas totales). Las pérdidas por el Desaguadero, por el contrario, no alcanzan el 4,5 % de las pérdidas totales. El lago Titicaca es en primera aproximación asimilable a un lago cerrado.

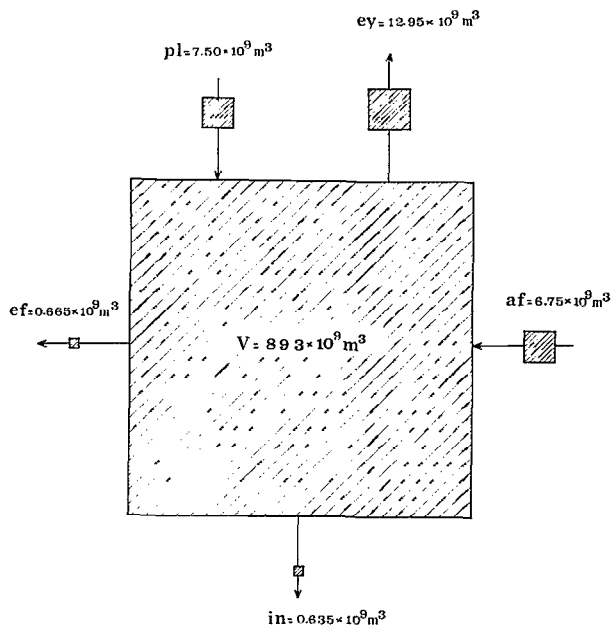


Fig. 5. — El equilibrio hidrico medio anual del lago Titicaca.
L'équilibre hydrique moyen annuel du lac Titicaca. —

pl=pluies; ev=evaporation; in=infiltration; af=apports fluviatiles; ef=pertes fluviatiles; V=volume du lac.

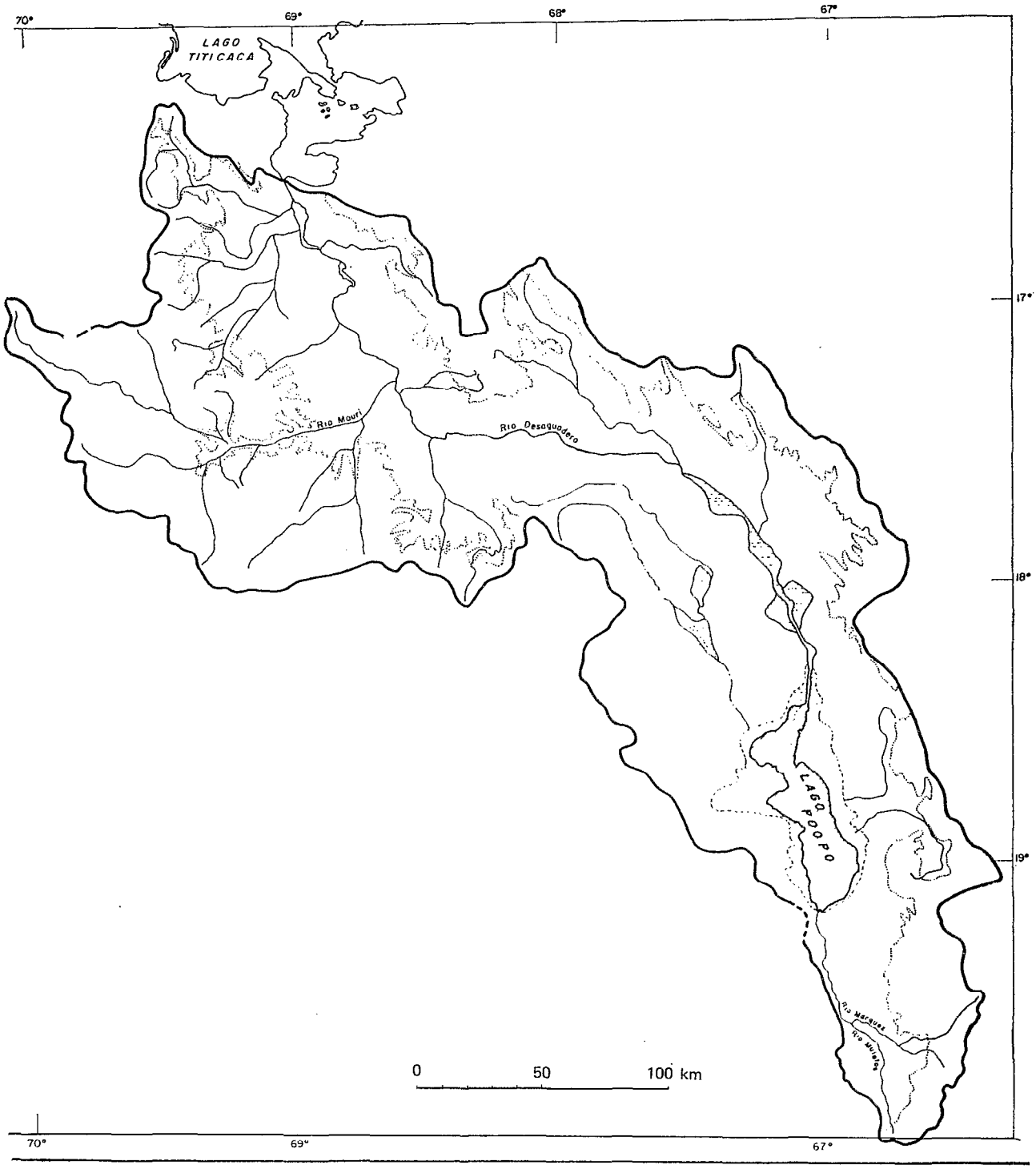


Fig. 6. — La cuenca del lago Poopó.
Le bassin versant du lac Poopó.

Circulación media de las aguas en el lago Poopó (tentativo)

El lago Poopó es un medio cerrado ya que no posee efluentes. Las pérdidas de agua, que contrabalancean los aportes de los afluentes (el Desaguadero principalmente) y de las lluvias, no están aseguradas mas que por la evaporación y las infiltraciones (fig. 6).

Los datos relativos al balance hídrico del sistema son extremadamente reducidos. Sin embargo, vamos a tratar de definir la magnitud de los transportes de agua que se realizan en el lago Poopó.

Pérdidas por evaporación

No hay medidas directas disponibles. Tampoco es posible hacer estimaciones por balance térmico ó hidrológico. Los únicos puntos de referencia que disponemos son los datos de temperatura y de pluviosidad.

Estos datos comparados con aquellos que corresponden al Titicaca indican que por una parte las temperaturas del aire y del agua son en promedio más bajas en el Poopó de 2-3 °C, y por otra la insolación es más grande (debido a la baja nebulosidad) y la humedad relativa más débil.

El primer factor juega en favor de una disminución de la evaporación, los dos ultimos, por el contrario, en favor de un aumento*.

A causa de este antagonismo, vamos a admitir que la evaporación del Poopó es de la misma magnitud que la del Titicaca, es decir 1,55 m/año.

Como la superficie media del lago es de 2 000 km², el volumen de agua que se evapora es de $3{,}10 \times 10^9$ m³.

Aportes meteóricos

Los datos que disponemos sobre la pluviosidad de la región del lago Poopó no son muy numerosos. Según la carta de isohietes establecida por Bazoberry (1968), la pluviosidad media puede ser estimada a 300 mm/año ; lo que representa una cantidad de agua igual a $0{,}60 \times 10^9$ m³, que cae anualmente sobre el lago.

Pérdidas por infiltración y aportes fluviales

Para calcular las infiltraciones vamos a seguir el mismo método utilizado en el caso del lago Titicaca. En primer lugar debemos conocer el aporte en cloruros, es decir, el volumen anual de las aguas fluviales que entran en el lago y su concentración en cloruros. Como el volumen mencionado no es conocido, vamos a proceder por iteración, es decir, que vamos a admitir en principio, que los aportes fluviales equilibran únicamente las pérdidas para obtener un primer valor de los aportes en cloruros y luego una estimación de las infiltraciones. En segundo lugar, vamos a rectificar el volumen de los aportes fluviales tomando en cuenta las infiltraciones y calcular un nuevo valor de los aportes en cloruros, que nos va a llevar a una estimación mas precisa de las infiltraciones**.

1er *Tiempo*

Aporte fluvial en agua = pérdidas por evaporación — aportes por las lluvias

$$(\overline{V})_{af.1} = (\overline{V})_{ev} - (\overline{V})_{ll}$$

$$(\overline{V})_{af.1} = 3{,}10 \times 10^9 \text{ m}^3 - 0{,}60 \times 10^9 \text{ m}^3$$

$$\boxed{(\overline{V})_{af.1} = 2{,}50 \times 10^9 \text{ m}^3}$$

Aporte fluvial en Cl^- = aporte fluvial en agua × concentración de Cl^- de esas aguas

$$(Cl^-)_{af.1} = (\overline{V})_{af.1} \times [Cl^-]_{af}$$

$$(Cl^-)_{af.1} = 2{,}50 \times 10^9 \text{ m}^3 \times 9{,}61 \text{ moles/m}^3$$

$$\boxed{(\overline{Cl^-})_{af.1} = 24{,}02 \times 10^9 \text{ moles}}$$

---

* Demostrado por un cálculo de simulación de la evaporación (Turc *in*, Carmouze J. P., Arze C. y Quintanilla J., en preparación).

** Las resurgencias no se han tomado en cuenta. En realidad el Poopó seria alimentado por una napa subterránea en el borde nor-oeste (Risacher, comunicación personal), lo que disminuiría los aportes de los ríos.

$$\text{Volumen de infiltración} = \frac{\text{cantidad de } Cl^- \text{ que se infiltra}}{\text{concentración media de las aguas de infiltración}^*}$$

$$(\overline{V})_{in.1} = \frac{(\overline{Cl}^-)_{af.1}}{[Cl^-]^*_{in}}$$

$$(V)^{in.}_{.1} = \frac{24{,}02 \times 10^9 \text{ moles}}{395 \text{ moles/m}^3}$$

$$\boxed{(V)_{in.1} = 0{,}061 \times 10^9 \text{ m}^3.}$$

2º *Tiempo*

Aporte fluvial en agua = pérdida por evaporación + pérdida por infiltración — aporte de las lluvias

$$(\overline{V})_{af.2} = (\overline{V})_{ev} + (V)_{in.1} - (V)_{ll}$$

$$\boxed{(\overline{V})_{af.2} = 2{,}56 \times 10^9 \text{ m}^3.}$$

Aporte fluvial en Cl^- = aporte fluvial en agua × concentración de Cl^- de esas aguas

$$(\overline{Cl}^-)_{af.2} = (\overline{V})_{af.2} \times [Cl^-]_{af}$$

$$\boxed{(\overline{Cl}^-)_{af.2} = 24{,}6 \times 10^9 \text{ m}^3.}$$

Volumen de infiltración :

$$(\overline{V})_{in.2} = (\overline{Cl}^-)_{af.2} \;/\; [Cl^-]_{in}$$

$$\boxed{(\overline{V})_{in.2} = 0{,}062 \times 10^9 \text{ m}^3.}$$

En efecto, la corrección hecha tanto para el aporte fluvial en agua como para la pérdida por infiltración es débil, ya que ésta última interviene poco en el balance hídrico.

En resúmen, los valores siguientes han sido adoptados :

$$(\overline{V}_{af}) = 2{,}56 \times 10^9 \text{ m}^3 \text{ y } (\overline{V})_{in} = 0{,}062 \times 10^9 \text{ m}^3$$

Renovación de las aguas del Poopó

Una vez realizada la estimación de los transportes de agua, vamos a calcular el volumen del lago. La cuenca lacustre es muy plana ; sus orillas pueden desplazarse sobre grandes distancias en función de la irregularidad de los aportes.

De acuerdo a las cartas é imágenes por satélite que disponemos y a las medidas de profundidad realizadas (más ó menos 50), podemos distinguir :

— una zona central de 1 500 km² con profundidades comprendidas entre 0,50 y 2,50 metros ; 1,40 metros como promedio.

— una zona periférica, de caracter temporal, que puede alcanzar 1 000 km², con profundidades generalmente inferiores a los 0,50 m.

De donde el volumen aproximado :

* Se admite que las aguas de infiltración tienen una misma concentración química que las aguas lacustres, en los lugares de infiltraciones que deben hallarse en el borde sur-oeste (RISACHER, comunicacion personal).

1 500 km² × 1,40 m + 500 km² × 0,25 m = 2,225 × 10^9 m³*

La renovación media anual de las aguas lacustres, $\bar{\tau}_{agua}$ y el tiempo de residencia de las aguas en el lago, T_{agua}, tienen los valores siguientes :

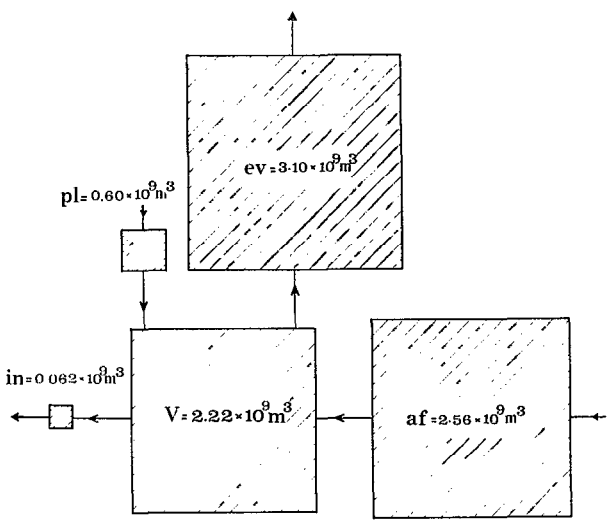
$$\bar{\tau}_{agua} = \frac{3{,}25 \times 10^9}{2{,}22 \times 10^9} = 1{,}46 \Rightarrow \perp 46\ \% \ ; \ T_{agua} = \frac{1}{\bar{\tau}_{agua}} = 0{,}68 \text{ años} = 8 \text{ meses}$$

Equilibrio hídrico medio anual

Este equilibrio resumido por la figura 7, se caracteriza principalmente por una renovación anual muy elevada de las aguas, cerca de 100 veces más alto que la del Titicaca.

La circulación de agua representa el paso de un volumen 1,5 veces superior al volumen de agua mantenido en el lago.

Los aportes están asegurados principalmente por los afluentes (82 % del total) ; las pérdidas por evaporación son predominantes (9 % del total). Los aportes meteóricos débiles, así como el volumen pequeño de las infiltraciones y la ausencia de un efluente hacen del Poopó una cuenca de fuerte concentración de salinidad de las aguas de orígen fluvial.



pl = pluies ; ev = evaporation ; in = infiltration ; af = apports fluviatiles

ef = pertes fluviatiles ; V = volume du lac .

Fig. 7. — El equilibrio hídrico medio anual del lago Poopó.
L'équilibre hydrique moyen annuel du lac Poopó.

CIRCULACIÓN MEDIA DE LAS SALES DISUELTAS EN EL LAGO TITICACA

La circulación de las sales disueltas através del Titicaca está controlada por los aportes de los afluentes y las pérdidas por el Desaguadero, las infiltraciones y las sedimentaciones geoquímicas en el seno del lago. Para caracterizar esta circulación, se debe cuantificar las transferencias de las principales sales disueltas (Cl^-, HCO_3^- / CO_3^{--}, SO_4^{--}, por los aniones y Na^+, K^+, Ca^{++}, Mg^{++} por los cationes y finalmente la sílice disuelta) y sus reservas respectivas en el lago.

La composición química de las aguas fluviales, ha sido determinada durante el período 1976-1977, observándose que en general varía muy poco de un año al otro, por lo que admitiremos que los valores obtenidos, son vecinos de los valores medios que caracterizan al período comprendido entre 1956 1973. Igualmente admitiremos que las reservas medias lacustres de sales disueltas relativas al período en cuestión son iguales a aquellas que han sido estimadas para el año 1976-1977, lo que justificaremos cuando constatemos que las renovaciones anuales de las reservas (con excepción de la sílice) son muy débiles para que estas últimas sean modificadas por la irregularidad de los aportes y de las pérdidas anuales. Además, los datos sobre la composición química de las aguas lacustres efectuadas en diferentes épocas desde el comienzo del siglo y reagrupadas por RICHERSON (1977) no permiten comprender una evolución química de las aguas en función del tiempo.

Aportes de los afluentes

Los aportes en sales disueltas están dados por el producto del volumen de agua que circula en el lago y sus concentraciones en sales disueltas. Las concentraciones difieren de un río a otro, de una estación a otra. En estas condiciones los ríos han sido considerados separadamente ; sus composiciones químicas

* Un cálculo más preciso dá un volumen máximo de 2,65 × 19⁹ m³ y univolumen mínimo de 1,41 × 10⁹ m³ (BOULANGÉ, comunicación personal).

medias anuales han sido determinadas a partir de las medidas efectuadas a lo largo del año 1976-1977, teniendo en cuenta las variaciones de la afluencia de acuerdo a las estaciones.

TABLA III

Agrupa los datos sobre la composición química media de los principales afluentes del Titicaca

Nombre de los rios	HCO_3^- mM/l*	SO_4^{--} mM/l	Cl^- mM/l	Na^+ mM/l	K^+ mM/l	Ca^{++} mM/l	Mg^{++} mM/l	SiO_4H_4** mg/l
Ramis	1,435	0,765	0,80	1,225	0,07	0,95	0,290	8,0
Coata	0,875	0,390	2,50	2,500	0,123	0,635	0,175	11,0
Ilave	1,125	0,505	1,25	1,190	0,095	0,800	0,240	16,5
Huancané	1,780	1,260	3,40	3,370	0,095	1,580	0,484	4,5
Suchez	0,615	0,240	0,15	0,170	0,030	0,350	0,240	3,0
Afluentes del lago pequeño	1,500	1,250	1,50	0,900	0,075	1,890	0,375	18,0
Promedio*** ponderado	1,210	0,660	1,460	1,540	0,083	0,900	0,280	9,65

Las composiciones químicas de los diferentes ríos pequeños no han sido determinados, aunque están generalmente ligados al sistema fluvial de un gran río, por lo que se les atribuye la misma composición que al río en cuestión.

Una aproximación mayor a sido hecha, sin embargo, el error arrastrado sobre la evaluación total de los aportes en sales es despreciable.

En estas condiciones los aportes medios anuales, de las diferentes sales disueltas, al lago, han sido calculadas a partir de los datos de las tablas I y III.

TABLA IV

Aportes medios anuales al Titicaca en sales disueltas

HCO_3^- $M^* \times 10^9$	SO_4^{--} $M \times 10^9$	Cl^- $M \times 10^9$	Na^+ $M \times 10^9$	K^+ $M \times 10^9$	Ca^{++} $M \times 10^9$	Mg^{++} $M \times 10^9$	SiO_4H_4 $g \times 10^9$
8,165	4,45	9,85	10,39	0,56	6,075	1,89	65,00

Los aportes en HCO_3^- y Cl^- por una parte y en Na^+ y Ca^{++} por otra son predominantes.

Pérdidas por el río Desaguadero

Las medidas sobre la composición química de las aguas que salen del Titicaca han sido efectuadas a lo largo del año. los resultados figuran en la tabla V.

TABLA V

Composición química media anual del Desaguadero

HCO_3^- mM/l	SO_4^{--} mM/l	Cl^- mM/l	Na^+ mM/l	K^+ mM/l	Ca^{++} mM/l	Mg^{++} mM/l	SiO_4H_4 mg/l
1,90	2,65	7,95	8,40	0,445	1,525	1,50	0,75

* mM = milimoles y M = moles.

** Los resultados de sílice disuelta son expresados en miligramos de SiO_2.

*** El promedio ponderado ha sido obtenido tomando en cuenta el aporte de cada uno de los rios (tabla I).

Las pérdidas en sales disueltas están calculadas a partir de estos datos y del volumen de las aguas que lleva el Desaguadero en promedio cada año : $0{,}665 \times 10^9$ m³ (tabla VI).

TABLA VI

Pérdidas medias anuales por el Desaguadero en sales disueltas

HCO_3^-/CO_3^{--} $M \times 10^9$	SO_4^{--} $M \times 10^9$	Cl^- $M \times 10^9$	Na^+ $M \times 10^9$	K^+ $M \times 10^9$	Ca^{++} $M \times 10^9$	Mg^{++} $M \times 10^9$	SiO_4H_4 $g \times 10^9$
1,265	1,76	5,28	5,585	0,295	1,015	1,00	0,50

Pérdidas por infiltración

Admitimos que en promedio, la composición química de las aguas que se infiltran es semejante a la de las aguas lacustres. El volumen de las infiltraciones ha sido estimado en 2,4 y la composición química de las aguas lacustres está dada en la tabla IX, de donde las pérdidas de sales disueltas por infiltración son las que figuran en la tabla VII.

TABLA VII

Pérdidas medias anuales en sales disueltas por infiltración

HCO_3^-/CO_3^{--} $M \times 10^9$	SO_4^{--} $M \times 10^9$	Cl^- $M \times 10^9$	Na^+ $M \times 10^9$	K^+ $M \times 10^9$	Ca^{++} $M \times 10^9$	Mg^{++} $M \times 10^9$	SiO_4H_4 $g \times 10^9$
1,30	1,54	4,565	4,81	0,245	1,00	0,865	0,635

Pérdidas por sedimentación química

Las pérdidas de sales disueltas por sedimentación química son obtenidas por diferencia, estimando que las pérdidas contrabalancean en promedio los aportes, durante el período considerado.

Pérdidas por sedimentación = aportes fluviales — pérdidas por el Desaguadero — pérdidas por infiltración

Los resultados figuran en la tabla VIII.

TABLA VIII

Pérdidas medias anuales en sales disueltas por sedimentación química

HCO_3^-/CO_3^{--} $M \times 10^9$	SO_4^{--} $M \times 10^9$	Cl^- $M \times 10^9$	Na^+ $M \times 10^9$	K^+ $M \times 10^9$	Ca^{++} $M \times 10^9$	Mg^{++} $M \times 10^9$	SiO_4H_4 $g \times 10^9$
5,60	1,15	0,00	0,00	0,025	4,06	0,025	63,85

Los iones que sedimentan esencialmente en el medio son : HCO_3^-/CO_3^{--}, SO_4^{--} y Ca^{++}. La sílice precipita casi totalmente.

Renovación de sales disueltas en el lago Titicaca

La renovación media anual de las reservas de sales disueltas del lago, lo mismo que para las aguas está definida por : $\bar{\tau}_i$ y T_i, i es el elemento disuelto considerado.

$$\bar{\tau}_i = \frac{\text{aporte medio anual en i}}{\text{reserva de i en el lago}} = \frac{\text{pérdidas medias anuales de i}}{\text{reserva de i en el lago}} =$$

$$T_i = \frac{1}{\bar{\tau}_i}$$

Como el volumen del lago es conocido (893×10^9) m^3, solo nos queda determinar la composición química media de las aguas lacustres para calcular las diferentes reservas de sales. La composición química de las aguas ha sido establecida a partir de 200 muestras recogidas en tres campañas sobre el conjunto del lago en 1976-1977 (tabla IX).

TABLA IX

Composición quimica media de las aguas lacustres

HCO_3^-/CO_3^{--} mM/l	SO_4^{--} mM/l	Cl^- mM/l	Na^+ mM/l	K^+ mM/l	Ca^{++} mM/l	Mg^{++} mM/l	SiO_4H_4 mg/l
2,05	2,425	7,185	7,58	0,385	1,575	1,36	1,00

Las diferentes reservas lacustres de sales disueltas figuran en la tabla X.

TABLA X

Reservas medias de sales disueltas en el lago

HCO_3^-/CO_3^{--} $M \times 10^9$	SO_4^{--} $M \times 10^9$	Cl^- $M \times 10^9$	Na^+ $M \times 10^9$	K^+ $M \times 10^9$	Ca^{++} $M \times 10^9$	Mg^{++} $M \times 10^9$	SiO_4H_4 $g \times 10^9$
1830	2165	6416	6769	344,5	1406	1217	893

De donde se puede obtener la tasa de renovación de las reservas en sales disueltas y el tiempo de residencia de las sales en el lago, los que figuran en la tabla XI.

$\bar{\tau}_i$ TABLA XI

Renovación media de las reservas de sales disueltas, y tiempo de residencia media, T_i, de las sales en el promedio lacustre.

	HCO_3/CO_3^-	SO_4^-	Cl^-	Na^+	K^+	Ca^{++}	Mg^{++}	SiO^4H_4
$\bar{\tau}_i$ (% anual)....	0,446	0,205	0,153	0,153	0,163	0,432	0,155	7,28
T_i (años).....	244	486	651	653	614	231	644	13,7

Equilibrio medio anual de sales disueltas del Titicaca

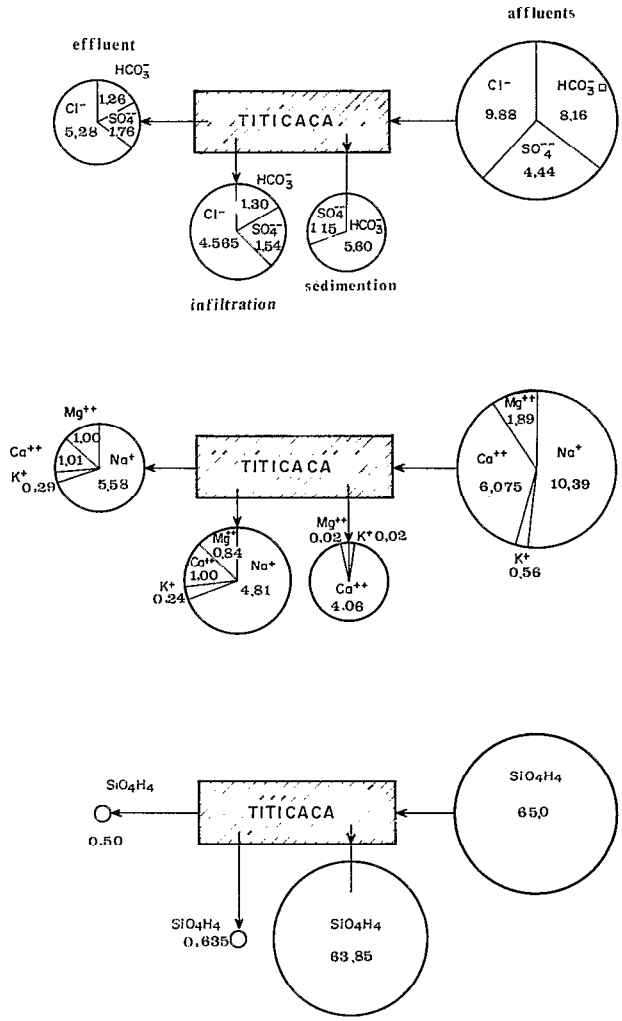
La figura 8 contiene las características de los equilibrios dinámicos de las diferentes sales disueltas, de las que se desprenden las líneas generales siguientes :

— los iones Na^+, Mg^{++}, SO_4^{--} y Cl^- son eliminados en gran parte por infiltración y por el Desaguadero, en partes sensiblemente iguales. Por el contrario, lo esencial de los aportes en sílice disuelta sedimenta en el mismo medio (98 %) ;

— las sedimentaciones de Ca^{++} y HCO_3^- / CO_3^{--} son igualmente importantes : representan respectivamente 66,8 % y 68,6 % de sus aportes.

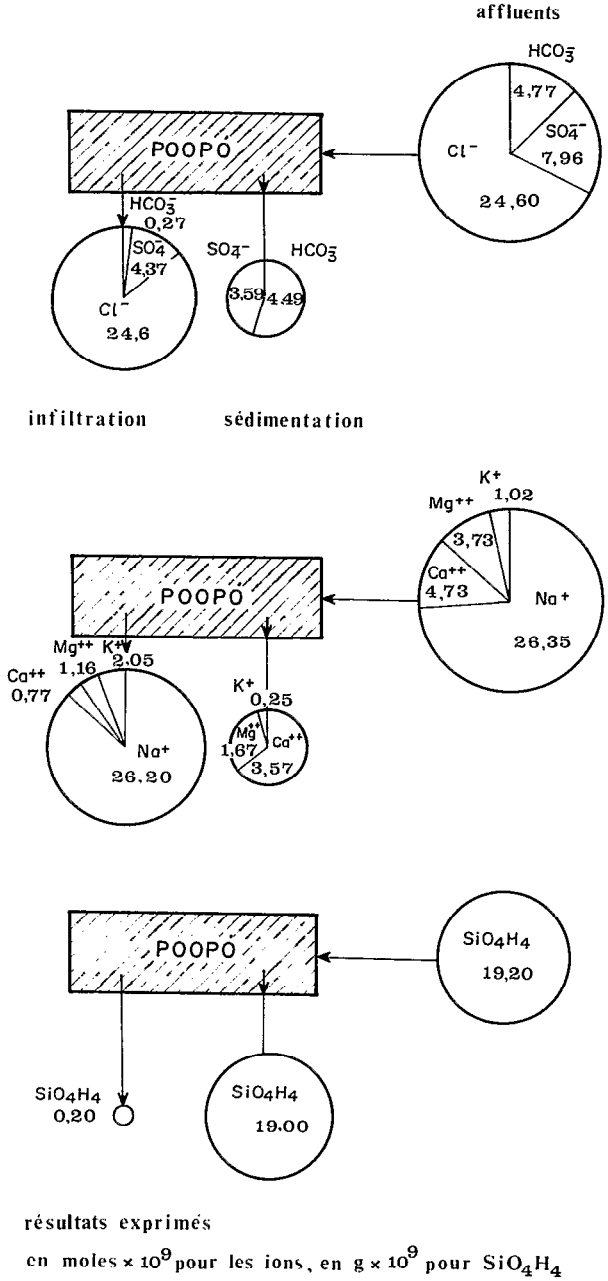
— la renovación anual de las reservas de Na^+, K^+, Mg^{++} y Cl^-, está comprendida entre 0,153 y 0,163 % donde todavía el tiempo de residencia de estos elementos disueltos se aproxima e incluso sobrepasa los seis siglos. Esto representa un ritmo de renovación diez veces superior al del volumen de agua lacustre.

En el caso de los elementos que sedimentan la



□ exprime tous les ions carbonatés
résultats exprimés en moles × 10^9 pour les ions, en g × 10^9 pour SiO_4H_4.

Fig. 8. — El equilibrio medio anual de sales disueltas del lago Titicaca.
L'équilibre moyen annuel de sels dissous du lac Titicaca.



résultats exprimés
en moles × 10^9 pour les ions, en g × 10^9 pour SiO_4H_4

Fig. 9. — El equilibrio medio anual de sales disueltas del lago Poopó.
L'équilibre moyen annuel des sels dissous du lac Poopó.

renovación de las reservas es acelerada por la sedimentación misma. Así la renovación de las reservas de sílice disuelta, de Ca^{++} y de HCO_3^- / CO_3^{--} son cada año iguales al orden de 7,3 % ; 0,43 % ; 0,45 % respectivamente.

Circulación media de sales disueltas en el lago Poopó (tentativó)

La circulación de las sales disueltas através del Poopó está regulada por los aportes fluviales (el Desaguadero es alimentado por el río Mauri y en menor proporción por el río Márquez) y las pérdidas por infiltración y por sedimentación biogeoquímica.

La composición química de las aguas lacustres y de las aguas fluviales ha sido determinada durante 1976-1977.

Es probable que los valores hallados no estén muy alejados de los relativos a una circulación media, pero en realidad la transferencia de sales disueltas que va a ser establecida estará llena de aproxima-

ciones hechas sobre el transporte de aguas del que dependen algunos de ellos.

Aportes de los afluentes

El afluente principal es el Desaguadero. La composición química de las aguas de este río, que entra en el lago Uru-Uru, « antecámara » del lago Poopó, ha sido regularmente medida durante el año 1976-1977 (tabla XII). El Poopó es además alimentado, cada estación, por pequeños ríos. Unicamente el río Márquez, que circula en la parte meridional del lago, proporciona un aporte que debe representar 5 a 10 % del aporte fluvial total. Es más débilmente mineralizado que el Desaguadero (tabla XII).

Aunque no disponemos de medidas directas, vamos a admitir que 92,5 % de las aguas fluviales recibidas por el Poopó provienen del Desaguadero y 7,5 % del río Márquez ; el aporte de los demás ríos no es tomado en cuenta por ser demasiado pequeño. Como la contribución del río Márquez es pequeña, un error relativo importante sobre su volumen afecta poco el volumen global y, en consecuencia, los aportes en sales disueltas.

La composición química media, calculada, de las aguas del río, figura en la tabla XII.

TABLA XII

Composición química de las aguas del Desaguadero a la entrada del Poopó y del río Márquez ; composición química media de las aguas fluviales

	HCO_3^-/CO_3^{--} mM/l	SO_4^{--} mM/l	Cl^- mM/l	Na^+ mM/l	K^+ mM/l	Ca^{++} mM/l	Mg^{++} mM/l	SiO_4H_4 mg/l
Desaguadero.....	1,80	3,30	10,0	10,6	0,40	1,95	1,55	5,70
Marquez.....	2,85	0,875	5,0	7,0	0,447	0,785	0,39	30,90
Promedio ponderado..	1,865	3,11	9,61	10,3	0,40	1,85	1,46	7,50

Los aportes medios anuales al Poopó en sales disueltas pueden ser calculadas (tabla XIII) utilizando un volumen de agua fluvial igual a $2,56 \times 10^9$ m³.

TABLA XIII

Aportes medios anuales al lago Poopó en sales disueltas

HCO_3^-/CO_3^{--} $M \times 10^9$	SO_4^{--} $M \times 10^9$	Cl^- $M \times 10^9$	Na^+ $M \times 10^9$	K^+ $M \times 10^9$	Ca^{++} $M \times 10^9$	Mg^{++} $M \times 10^9$	SiO_4H_4 $g \times 10^9$
4,77	7,96	24,60	26,35	1,025	4,735	3,73	19,2

Pérdidas por infiltración

Admitimos que, en promedio, la composición química de las aguas que se infiltran es próxima a la de las aguas lacustres que se hallan en la parte sur-oeste del lago (tabla XIV).

TABLA XIV

Composición media de las aguas del borde sur-oeste del lago

HCO_3^-/CO_3^{--} mM/l	SO_4^{--} mM/l	Cl^- mM/l	Na^+ mM/l	K^+ mM/l	Ca^{++} mM/l	Mg^{++} mM/l	SiO_4H_4 mg/l
4,46	70,5	395	422	12,50	18,75	33,12	3,5

De donde la pérdida de sales disueltas por infiltración, tomando como volumen de agua que se infiltra $0,062 \times 10^9$ m³, figura en la tabla XV.

TABLA XV

Pérdidas medias anuales en sales disueltas por infiltración

HCO_3^-/CO_3^{--} M × 10^9	SO_4^{--} M × 10^9	Cl^- M × 10^9	Na^+ M × 10^9	K^+ M × 10^9	Ca^{++} M × 10^9	Mg^{++} M × 10^9	SiO_4H_4 g × 10^9
0,276	4,37	24,61	26,15	0,775	1,162	2,055	0,215

Pérdidas por sedimentación química

Las pérdidas de sales disueltas por sedimentación química son obtenidas por diferencia, suponiendo que las pérdidas contrabalancean en promedio los aportes.

Pérdidas por sedimentación = aportes fluviales — pérdidas por infiltración. De donde obtenemos los resultados que figuran en la tabla XVI.

TABLA XVI

Pérdidas medias anuales en sales disueltas por sedimentación

HCO_3^-/CO_3^{--} M × 10^9	CO_4^{--} M × 10^9	Cl^- M × 10^9	Na^+ M × 10^9	K^+ M × 10^9	Ca^{++} M × 10^9	Mg^{++} M × 10^9	SiO_4H_4 g × 10^9
4,49	3,59	0,0	0,15	0,25	3,57	1,675	19,0

Se puede observar que la sílice es casi totalmente eliminada por sedimentación ; una fracción importante de CO_3^{--}, SO_4^{--}, Ca^{++}, Mg^{++} sedimentan igualmente. Al contrario, se puede considerar que Na^+ no sedimenta y que la de K^+ es muy débil.

Renovación de sales disueltas en el lago Poopó

La composición química de las aguas del Poopó ha sido establecida a partir de 50 muestras recogidas en cuatro campañas sobre el conjunto del lago en 1976-1977. La tabla XVII agrupa los datos de la composición química media de las aguas lacustres.

TABLA XVII

Composición química media de las aguas lacustres

HCO_3^-/CO_3^{--} mM/l	SO_4^{--} mM/l	Cl^- mM/l	Na^+ mM/l	K^+ mM/l	Ca^{++} mM/l	Mg^{++} mM/l	SiO_4H_4 mg/l
3,60	54	294	315	8,85	15,0	25,0	2,0

Tomando el volumen del lago igual a 2,225 × 10^9 m^3, se deduce las diferentes reservas de sales disueltas (tabla XVIII).

TABLA XVIII

Reservas medias de sales disueltas en el lago

HCO_3^-/CO_3^{--} M × 10^9	SO_4^{--} M × 10^9	Cl^- M × 10^9	Na^+ M × 10^9	K^+ M × 10^9	Ca^{++} M × 10^9	Mg^{++} M × 10^9	SiO_4H_4 g × 10^9
8,01	120,1	654,1	700	19,7	33,4	55,6	4,45

De donde la tasa de renovación de las reservas de sales disueltas y el tiempo de residencia de las sales en el lago son las que figuran en la tabla XIX.

TABLA XIX

Renovación media de las reservas de sales disueltas $\overline{Z}_i$ y tiempo de residencia media, T_i, de las sales en el medio lacustre

	HCO_3^-/CO_3^{--}	SO_4^{--}	Cl^-	Na^+	K^+	Ca^{++}	Mg^{++}	SiO_4H_4
$\overline{Z}_i$ (% anual).....	59,6	6,0	3,75	3,75	5,2	14,1	6,7	431
T_i (años).....	1,68	16,5	26,6	26,5	19,2	7,0	14,9	0,23

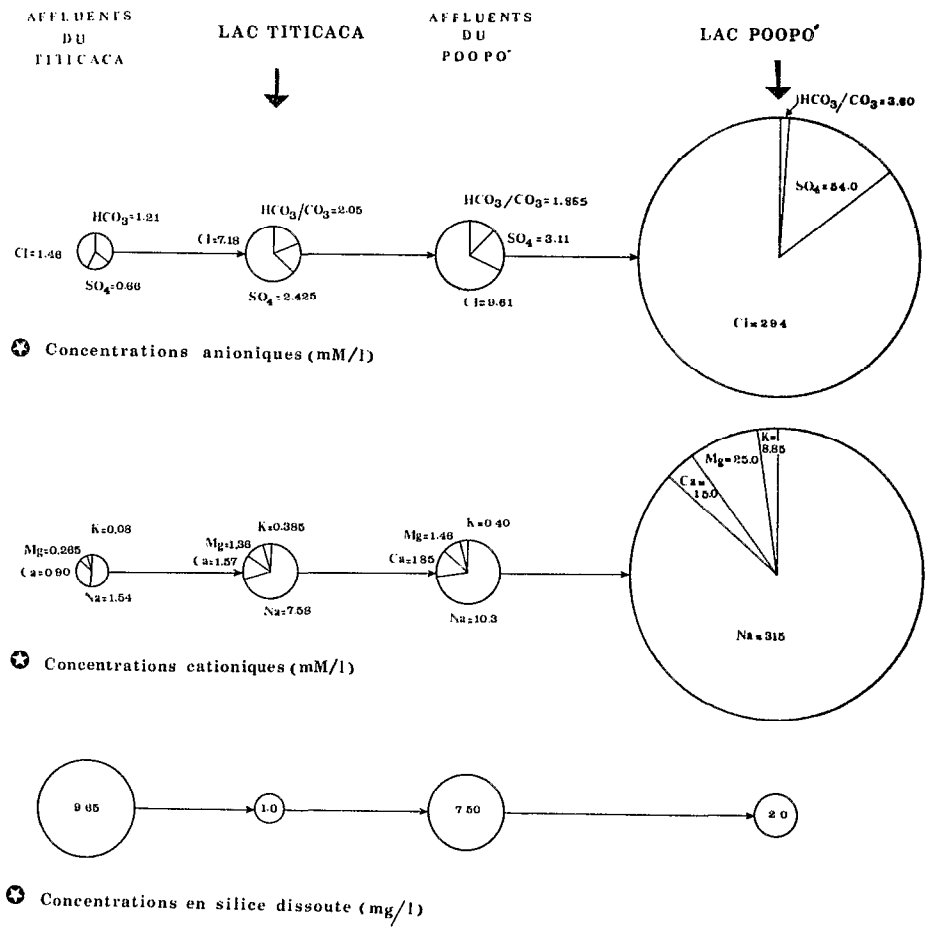


Fig. 10. — Evolución de la composición quimica de las aguas en el sistema fluvio-lacustre del Altiplano.
Évolution de la composition chimique des eaux dans le système fluvio-lacustre de l'Altiplano.

Equilibrio medio anual de sales disueltas del lago Poopó

La figura 9 resúme las características de los equilibrios dinámicos de las diferentes sales disueltas. Se pueden desprender las siguientes líneas :

— los iones Na^+ y Cl^- son eliminados por infiltración. Por el contrario casi todos los aportes en sílice disuelta y en carbonatos sedimentan en el mismo medio (respectivamente 99 % y 94 %).

— las sedimentaciones de Ca^{++}, Mg^{++} y SO_4^{--} son igualmente importantes (respectivamente 75 %, 0,45 % y 0,45 % de sus aportes anuales).

— como las reservas en sales del lago son débiles, la renovación anual de los elementos disueltos está bastante elevada, especialmente para los que sedimentan en parte en el lago. Así el tiempo de residencia de Na^+ y Cl^- es de 26,5 años, el de sílice disuelta de una semana.

CONCLUSIÓN : LA EVOLUCIÓN DE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS AGUAS EN TODO EL SISTEMA

La evolución de la composición química de las aguas que entran en el Titicaca y las que entran en el Poopó resulta de la combinación de las diferentes transferencias de aguas y sales que han sido determinadas al nivel de los dos lagos.

En primer lugar, la evolución química está controlada por las transferencias de aguas en el medio considerado (CARMOUZE y PEDRO, 1977). Así, el Titicaca según la combinación de las transferencias (lluvias <evaporación) es un medio de concentración salina con un factor de 4,9 ; el Poopó es un medio de mayor concentración con un factor de 30,5.

Estos factores conciernen a los elementos que no sedimentan en los lagos. Para los demás estos factores disminuyen según la importancia de la sedimentación. En el caso de la sílice disuelta el efecto de « desalinisación » por sedimentación sobrepasa el efecto de concentración por evaporación de las aguas.

La figura 10, resume la evolución de las aguas. La salinidad de las aguas que entran en el Titicaca (280 mg/l) contienen en partes sensiblemente iguales CO^3H^-, Cl^- y SO_4^{--}.

Los cationes dominantes son Na^+ y Ca^{++}. En el lago la salinidad aumenta (850-900 mg/l), pero de una manera diferencial ; según la importancia de las sedimentaciones. Así Na^+ y Cl^- se vuelven dominantes : representan en peso el 53 % del total.

En el Poopó la salinidad media llega a 26 g/l ; la suma de Na^+ y Cl^- representa el 75 % del total. Así las aguas evolucionan hacia un espectro químico de Cloruro Sódico.

Manuscrit reçu au Service des Publications de l'O.R.S.T.O.M. le 5 mai 1978.

BIBLIOGRAPHIE

BAZOBERRY (Q.), 1968. — Balance hidrico del Lago Titicaca. *Informe interno de la dirección de irrigación.* Ministerio de Fomento. Lima.

CARMOUZE (J. P.), 1976. — La régulation hydrochimique du lac Tchad. *Trav. et Doc. de l'O.R.S.T.O.M.*, n° 58, O.R.S.T.O.M., Paris.

CARMOUZE (J. P.) et PEDRO (G.), 1977. — Contribution des facteurs géographiques à la régulation hydrochimique des milieux lacustres. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrobiol.*, vol. XI, n° 3 : 231-237.

GILSON (H. C.), 1964. — Lake Titicaca. *Verh. Internat. Vercin. Limnol.*, n° 15 : 112-127.

KOESLLER (A.), 1970. — Uber den paliresgang der potentiellen Verdunstung in Titicacabecken. *Arch. Met. Geoph. Biokl. Ser. B.*, n° 18 : 239-252.

KOESLLER (A.) and MONHEIM (F.), 1968. — Der Wassenhanshalt Titicaca sees March Meneren Messergebrissen. *Erdkunde*, n° 22 : 275-283.

MONHEIM (F.), 1956. — Beitrage zur klimatologie und hidrologie des Titicacabeckens. *Sellbstvel. d. Geographi. Inl. de Univ. Heidelberg*, 152 p.

NEUVEU-LEMAIRE (M.), 1906. — Les lacs des hauts plateaux de l'Amérique du Sud. *Imprimerie Nationale, Paris*, 197 p.

RICHERSON (P. J.), WIDMER (C.) and KITTEL (T.), 1977. — The limnology of Lake Titicaca (Peru-Bolivia). *Institute of Ecology, Publication, n° 14.* University of California, Davis.

MORPHOLOGIE, FORMATION ET ASPECTS SÉDIMENTOLOGIQUES DU LAC POOPÓ (BOLIVIE)

B. BOULANGÉ*, L. A. RODRIGO**, C. VARGAS**

* *Mission O.R.S.T.O.M. - Bolivie. Cajón Postal 8714, La Paz. Bolivia*
** *Instituto de Geodinamica y Limnologia. U.M.S.A. La Paz. Bolivia*

RÉSUMÉ

Le Lac Poopó fait partie du bassin endoréique de l'Altiplano Bolivien. Les caractéristiques morphométriques du lac et de son bassin versant, ainsi que quelques aspects de la sédimentologie actuelle sont définis, principalement la distribution de quatre types de sédiments. Une carte bathymétrique correspondant à la période des hautes eaux 1977, et des cartes de répartition du carbonate de calcium et de la matière organique, sont jointes.

RESUMEN

El Lago Poopó constituye una parte de la cuenca endoréica del Altiplano Boliviano. Los datos de morfometria del lago y de su cuenca de drenajes, también unos aspectos de sedimentologia actual son definidos, principalmente la distribución de cuatro tipos de sedimentos. Una mapa de batimetria del periodo de aguas altas 1977, y mapas de distribución de carbonato de calcio y materia organica son adjuntadas.

MORPHOLOGY, FORMATION AND SEDIMENTOLOGICAL ASPECTS OF POOPO LAKE (BOLIVIA)

ABSTRACT

The Lake Poopo is part of the endoreic basin of the Bolivian Altiplano. The morphometric caracteristics of the lake and some actual sedimentological aspects are defined. Four kinds of sediments are make out. A bathymetric map corresponding to a high lake level and maps of calcium carbonate and organic material are joined.

МОРФОЛОГИЯ, ОБРАЗОВАНИЕ И СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ОЗЕРА ПООПО (БОЛИВИЯ)

РЕЗЮМЕ

Озеро Поопо принадлежит к бессточному бассейну боливийского Альтиплано. Устанавливаются морфометрические храктеристики озера и его водосбора, а также некоторые аспекты современной седиментологии, главным образом распределение четырех типов отложений. Приложены батиметрическая карта, соответствующая периоду высокого уровня воды в 1977 г. и карты распределения углекислого кальция и органического вещества.

INTRODUCTION

La Cordillère des Andes se scinde au nord de la Bolivie en une Cordillère Orientale et une Cordillère Occidentale qui s'ouvrent largement et délimitent ainsi une grande unité morphologique dénommée « Altiplano » ou zone des hauts plateaux andins. L'Altiplano bolivien forme un système endoréïque qui comprend (cf. fig. 1) :

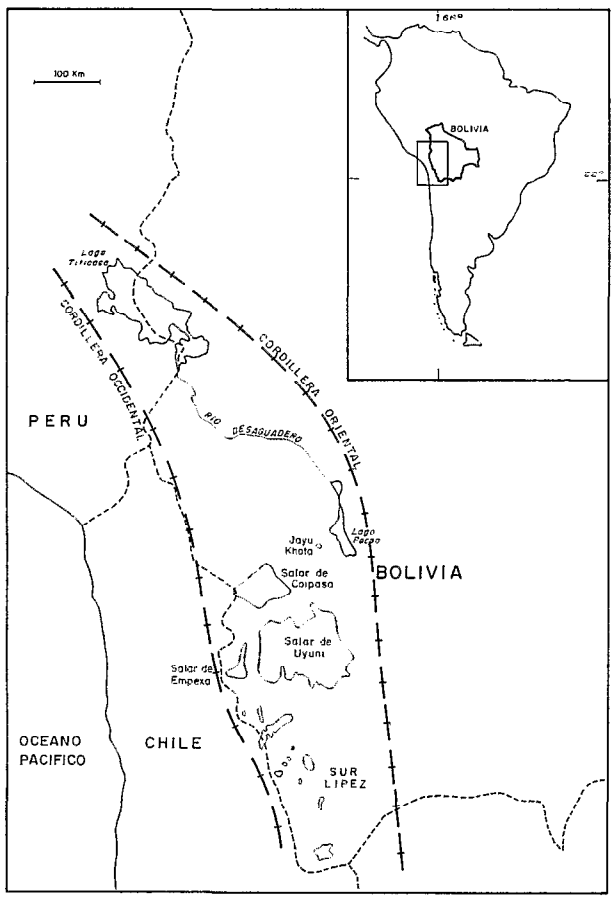


Fig. 1. — Carte de localisation de l'Altiplano Bolivien.

— au nord le bassin du lac Titicaca
— au centre le bassin du lac Poopo
— au sud la zone des salars (Salars de Coïpasa et d'Uyuni et les salars du sud-Lipez).

La relation de continuité existant entre ces unités par le Rio Desaguadero qui assure la liaison des lacs Titicaca et Poopo, et l'ouverture du bassin du lac Poopo sur le salar de Coïpasa montre l'intérêt d'une étude géochimique de l'ensemble d'un tel système.

Le lac Poopo s'insère morphologiquement et géochimiquement comme intermédiaire entre le lac Titicaca (BOULANGÉ ; RODRIGO, 1976), et la zone des salars (RISACHER, 1978). Dans cette note nous préciserons la morphologie de ce lac, son mode de formation et fournirons quelques aspects de la sédimentation actuelle. Par ailleurs, seront traités les problèmes de la géochimie des eaux (CARMOUZE *et al.*, 1978) et du développement et de la répartition des diatomées actuelles (SERVANT-VILDARY, 1978).

LE BASSIN VERSANT DU LAC POOPO (cf. fig. 2)

Le bassin versant se situe entre les coordonnées suivantes : 66°22′ et 70°5′ de longitude Ouest, 16°16′ et 20° de latitude Sud (1). Limitant au nord le bassin versant du lac Titicaca, la ligne de partage des eaux se poursuit sur l'Altiplano pour rejoindre à l'est la partie de la Cordillère Orientale appelée Cordillère de Asanaques. Au nord-ouest le bassin est limité par la Cordillère Occidentale, à l'ouest et au sud la limite est marquée par l'Altiplano par une série de sommets séparant les bassins du lac Poopo et du salar de Coïpasa. On peut noter que cette ligne ne se referme pas à proximité de l'extrémité sud du bassin et bien que n'apparaisse aucune trace récente d'écoulement de surface il est à peu près certain qu'une partie des eaux du lac Poopo rejoigne par infiltration le rio Lacajahuira et le salar de Coïpasa. Au reste, certaines cartes anciennes mentionnent une hydrographie de surface établissant cette relation (2). Il est établi avec certitude que lors de la dernière extension lacustre, lac Tauca (SERVANT, 1977 a), il existait une communication, relativement étroite, entre les lacs occupant les bassins actuels du lac Poopo et du salar de Coïpasa.

La superficie de l'ensemble du bassin versant est d'environ 55 000 km². Son point culminant est le Cerro Sipikota (5 449 m).

Le réseau hydrographique est entièrement axé sur le Rio Desaguadero, exutoire du lac Titicaca. Le point de sortie se trouve au sud du petit lac ou lac d'Huiñaimarca. Le débit moyen annuel de sortie d'eau est de 3,8 m³/sec. (années 1940 à 1965). Son principal affluent est le Rio Mauri pour lequel nous ne possédons aucunes données d'écoulement.

A proximité d'Oruro les eaux du Desaguadero s'étendent très largement sur la « pampa » et forment ainsi le lac Uru-Uru, plaine d'inondation de faible

(1) Les données topographiques sont reprises sur les cartes aux 1:250.000 n° SE 1912 et SE 1916 établies par « Instituto Geografico Militar de Bolivia » 1968.

(2) NEVEU-LEMAIRE (1909), carte de Bolivie 1:3.000.000, 1958.

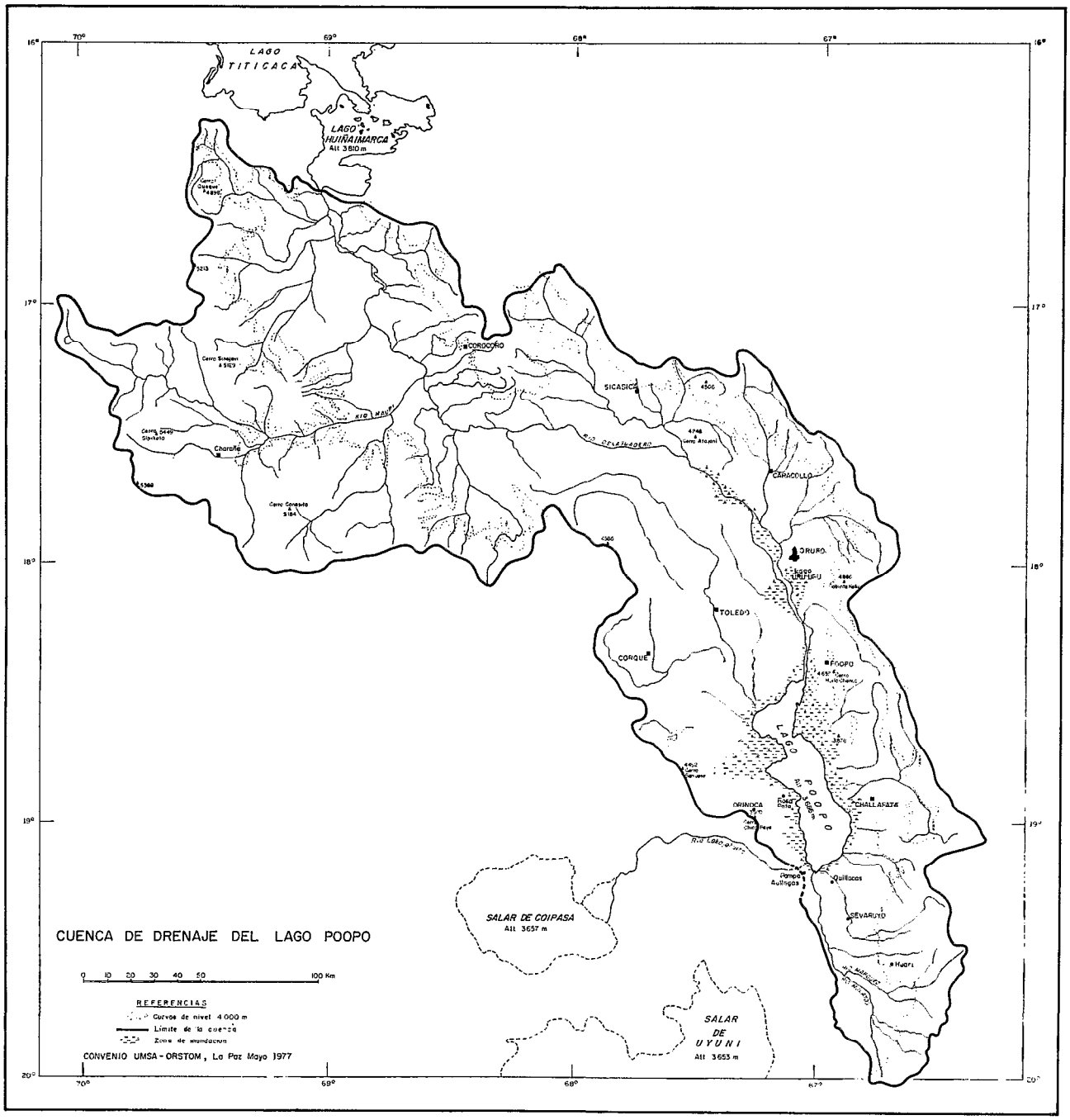


Fig. 2. — Bassin versant du lac Poopó.

profondeur où se déposent l'essentiel des matières en suspension (kaolinite-illite) transportées par les eaux. Ce lac de constitution récente n'était mentionné ni par d'ORBIGNY (1835), ni par NEVEU-LEMAIRE (1906).

Suivant un cours très large et très irrégulier les eaux s'écoulent ensuite du lac Uru-Uru vers le lac Poopo.

Le cours total du Rio Desaguadero a une longueur moyenne de 370 km et une pente moyenne de 0,03 % (altitude du lac Titicaca 3 810 m, altitude du lac Poopo 3 686 m). NEVEU-LEMAIRE *(op. cit.)* indiquait un cours approximatif de 320 km pour une déclivité de 118 m.

Une des caractéristiques de ce réseau est son inversion par rapport à une époque quaternaire antérieure : période ante Ballivian (M. SERVANT, 1978). En effet, le Rio Mauri coulait en direction Nord, le Rio Desaguadero, ne drainant que la moitié Sud du bassin actuel, rejoignait le Rio Marquez pour aller se jeter directement dans le salar de Coïpasa.

De plus, il est à noter les importants changements pouvant intervenir dans le cours inférieur du Rio Desaguadero en raison de sa faible pente. Ces dernières années le cours s'est déplacé d'une quinzaine de kilomètres vers la ville d'Oruro ; quant à son embouchure dans le lac Poopo elle s'est déplacée d'au moins 5 km à l'ouest.

LE LAC POOPO

Les premières observations consignées sur le lac Poopo sont dues à d'ORBIGNY (1835), puis à NEVEU-LEMAIRE (1906) lequel, au cours d'une campagne difficile en avril 1903, a établi la première carte de ce lac. Les difficultés d'accès et de navigation ont fait que ce lac est resté ultérieurement à l'écart des études faites sur l'Altiplano bolivien : notamment le lac Titicaca et les salars. Un seul point permet une mise à l'eau relativement aisée d'une embarcation légère, évitant une longue marche (5 à 10 km) dans les pampas et les zones inondées de faibles profondeurs : ce point se situe sur la rive Ouest au pied du Cerro Gloria Pata, village de Rosa Pata. La meilleure voie d'accès est la route Oruro-Challapata-Sevaruyo-Pampa Aullagas-Orinoca (cf. fig. 2).

Situation

Le lac Poopo est situé entre 18°21′ et 19°10′ de latitude Sud, 66°50′ et 67°24′ de longitude Ouest. Son altitude est de 3 686 m. NEVEU-LEMAIRE *(op. cit.)* avait mentionné 3 694 m. Le lac possède une île : l'île Panza. Elle est formée par le Cerro Cacharpaya et située à l'extrémité d'une zone de faible profondeur (péninsule Panza). Durant la période de basses eaux les habitants d'Untavi peuvent se rendre à pied sur l'île. Une autre zone émergée, appelée Callapachi à l'est de Rosa Pata, est le principal lieu de rassemblement et de ponte des milliers de flamants roses répartis durant la journée sur tout le pourtour du lac.

Morphométrie

Les données morphométriques sont établies à partir des paramètres fournis par HUTCHINSON (1957).

Bathymétrie

La carte (cf. fig. 3) dressée principalement au cours d'une campagne effectuée en mai 1977 montre que le lac Poopo est un lac à fond très plat inondant largement les vastes « pampas » environnantes sous une faible hauteur d'eau. Ceci en rend l'accès et la navigation d'autant plus difficile en bordure.

Les coupes transversales du lac faites d'ouest en est (cf. fig. 4) permettent de constater la dissymétrie du fond, résultant d'un façonnement par une ancienne rivière. Nous reviendrons sur cette remarque

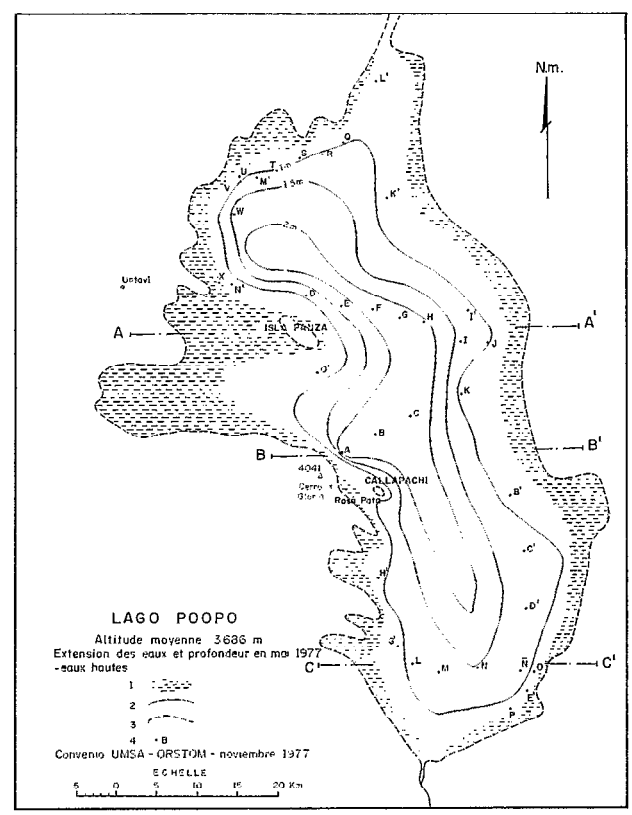


Fig. 3. — Carte bathymétrique du Lac Poopó. 1. Plaine d'inondation. 2. Courbes bathymétriques. 3. Contour du Lac. 4. Point de prélèvement.

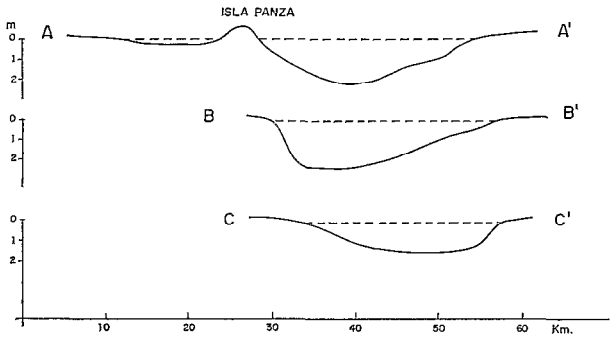


Fig. 4. — Coupes transversales du Lac Poopó.

dans l'essai d'explication de la formation du lac.

Nous présentons donc les paramètres estimés en hautes eaux et les paramètres estimés en basses eaux compte tenu d'une variation de niveau de 0,60 m pour l'année 1977.

Dimensions

De l'embouchure du Rio Desaguadero au Rio Marquez le lac a une longueur maximum de 90 km et une largeur maximum de 53 km. D'ORBIGNY (1835) donnait au lac une longueur de 111 km et une largeur de 20 km, NEVEU-LEMAIRE (1906) donnait pour sa part une longueur de 88 km et une largeur de 40 km.

La longueur des côtes en période de hautes eaux est d'environ 310 km. La largeur moyenne est comprise entre 22 et 29 km.

Surface

Le tableau I nous donne les surfaces en fonction des différentes tranches de profondeur. Pour l'année 1977 on enregistre une différence de superficie de 630 km². La surface indiquée par NEVEU-LEMAIRE *(op. cit.)* : 2 530 km² est moyenne aux valeurs optimale et minimale obtenues.

Volume

Le tableau II nous donne les volumes en fonction des différentes tranches de profondeur. Pour l'année 1977 on enregistre un écart de volume de 1 252 × 10^6 m³.

Profondeur

La profondeur maximum (Zm) pour les périodes de basses et hautes eaux est comprise respectivement

TABLEAU I

Surfaces en fonction des profondeurs

Hautes eaux	Profondeur en m (z)	Z < 1	1 < Z < 1,5	1,5 < Z < 2	Z > 2	Total
	Surface en km²	1.420	610	285	235	2.650
	en %	53,5	23	14,5	9	100
Basses eaux	Profondeur	Z < 0,40	0,40 < Z < 0,90	0,90 < Z < 1,40	Z > 1,4	Total
	Surface en km²	790	610	385	235	2.020
	en %	39,5	30	19	11,5	100

TABLEAU II

Volumes en fonction des profondeurs

Hautes eaux	Strates en m (z)	Z < 1	1 < Z < 1,5	1,5 < Z < 2	Z > 2	Total
	Volume × 10^6 m³	1.895	453	206	15	2.569
	%	74	17,5	8	0,5	100
Basses eaux	Strates en m	Z < 0,40	0,40 < Z < 0,90	0,90 < Z < 1,4	Z > 1,40	Total
	Volume × 10^6 m³	643	453	206	15	1.317
	%	49	34	16	1	100

entre 1,60 m et 2,20 m. La profondeur moyenne ($\bar{Z}$) est comprise entre 0,65 et 0,97 m. La profondeur relative ($\bar{Z}$: Z m) est de 0,41 et 0,44.

Développement de la ligne de côte (DL)

DL est le rapport du périmètre du lac à la circonférence d'un cercle de surface égale

$$DL = \frac{L}{2\sqrt{\pi A}}$$

En période de hautes eaux ce rapport est de 1,69. Cette valeur fournit une précision sur la forme du lac : il peut être classé parmi les lacs elliptiques.

L'ensemble des paramètres est résumé dans le tableau III. La valeur de DL permet d'attribuer au lac une forme elliptique. La densité d'île est proche de 0. La côte Est est presque rectiligne en raison de la proximité de la Cordillère et du courant du Desaguadero qui longe cette côte jusqu'à se perdre dans la partie Sud ; ce courant a pu être suivi grâce aux analyses chimiques (CARMOUZE *et al.*, 1978). La côte Ouest plus irrégulière a une limite peu définie en raison de son absence de pente. Les fonds du lac ont de faibles pentes, dissymétriques, façonnées par un ancien cours d'eau.

TABLEAU III

Paramètres morphométriques du lac Poopó

	A km²	Zm m	$\bar{Z}$ m	Z/Zm	V × 10⁶ m³	DL
Hautes eaux	2.650	2,20	0,97	0,44	2.569	1,69
Basses eaux	2.020	1,60	0,65	0,41	1.317	

Origine

Les études faites sur le quaternaire de l'Altiplano bolivien permettent de conclure à une série d'extensions lacustres (SERVANT, 1977 a) et à la présence dans cette partie méridionale de l'Altiplano d'un réseau de failles orientées SW-NE et NW-SE ayant induit la formation d'une série de bassins d'effondrement.

Deux failles principales limitent le lac actuel dans sa partie Sud : la première orientée W.SW-E.NE recoupe la Cordillère d'Asanaques vers le nord-est, elle se prolonge vers le sud-ouest en direction du salar de Coïpasa par une ligne de volcans ; la seconde orientée S.SE-N.NW est marquée par une série de volcans plus anciens suivant une ligne Sevaruyo-Quillogas-Pampa-Aullagas-Rosa Pata.

Les bassins d'effondrement ont été submergés lors de l'extension du lac Escara (corrélée avec l'extension Ballivian de la région du lac Titicaca) ; à cette époque les bassins du lac Poopo et des salars de Coïpasa et d'Uyuni étaient en communication (SERVANT, 1977 b).

Lors de la phase de régression post-Escara, le rejeu des failles a provoqué un abaissement de cette région. Celui-ci a entraîné une forte érosion régressive qui s'est traduite par la capture du Rio Mauri dont le cours jusqu'alors orienté vers le bassin du lac Titicaca, a été inversé et s'est trouvé orienté vers le sud. Cette éros on régressive s'est poursuivi et a provoqué l'ouverture du bassin du Titicaca dont les eaux pouvaient alors s'écouler vers le sud. C'est ce qui arriva lors de l'extension lacustre suivante (lac Minchin) beaucoup plus importante que celle du lac Escara. L'alimentation en eau des bassins du Poopo, de Coïpasa et d'Uyuni s'est faite à partir du nord, le Rio Desaguadero fonctionnant alors comme exutoire du lac Titicaca.

La régression post-Minchin s'est terminée par un assèchement total des bassins, notamment de celui du lac Poopo. Le Rio Desaguadero qui alimentait alors directement le salar de Coïpasa a façonné le fond de la cuvette actuelle, tel qu'en témoigne le profil dissymétrique du fond du lac. Un nouvel affaissement du bassin a pu bloquer les eaux du Rio Desaguadero. Toutefois, lors de la dernière extension lacustre (lac Tauca), quoique d'importance moindre que les deux extensions précédentes, la communication devait se maintenir avec le salar de Coïpasa. Actuellement la phase de régression se poursuit, il n'existe plus aucune trace d'écoulement superficiel entre le lac Poopo et le salar de Coïpasa, bien que les bassins versants soient toujours en communication. De plus les alluvions du Rio Marquez tendent à colmater cet exutoire.

L'alimentation se poursuit à partir du lac Titicaca, mais un abaissement de niveau de celui-ci de 2 à 3 m y mettrait un terme.

Le lac Poopo peut donc être considéré comme un lac d'origine mixte selon les critères définis par DUSSART (1966) : à la fois lac tectonique et lac dû à l'action d'une rivière.

ASPECTS DE LA SÉDIMENTATION ACTUELLE

Les premières analyses effectuées concernent les sédiments de surface sur une épaisseur de 0 à 10 cm.

Les données recueillies se rapportent aux teneurs en carbonates, en matière organique et à une brève étude de quelques résidus insolubles. Elles nous permettront de déterminer des faciès types de dépôts actuels et d'en dresser une carte approximative de répartition (1).

(1) Tous les sédiments de surface présentent de plus une certaine proportion de sulfate de calcium (gypse), qu'il ne nous est pas encore possible de préciser.

La matière organique

Elle provient principalement de la décomposition de la flore et de la faune du lac et a été évaluée par perte au feu sur résidu sec (chauffage à 550°), correction faite des teneurs en carbonates obtenues par calcimétrie. Les valeurs ainsi recueillies bien qu'approximatives présentent une erreur relative constante et autorisent une relation correcte entre les échantillons. Il est ainsi possible d'établir pour les sédiments de surface une carte de répartition de la matière organique (cf. fig. 5).

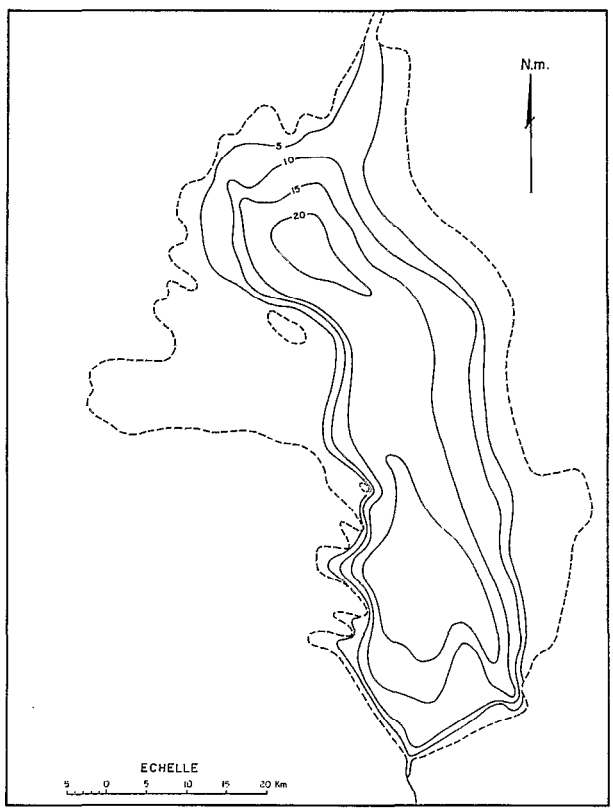


Fig. 5. — Distribution de la matière organique.

Celle-ci abondante dans la partie centrale du lac (15 à 20 %), diminue régulièrement vers la périphérie pour atteindre des valeurs proches de 0 sur la plaine d'inondation.

Les teneurs à l'exutoire du Rio Desaguadero sont proches de 10 % ; ceci s'explique du fait que cette rivière traverse le lac Uru-Uru dans lequel se forment des dépôts organiques ; la liaison entre les deux lacs, large et à faible courant, favorise aussi de tels dépôts. Une partie de la matière organique de la zone d'exutoire provient donc des apports de cette rivière.

Par contre au sud, à l'embouchure du Rio Marquez, les teneurs en matière organique sont inférieures à 5 % et on ne peut donc noter aucun apport par cette rivière.

Les carbonates

Dans les sédiments déposés sur le fond du lac on trouve, en proportions variabes, du carbonate de calcium correspondant à des restes organiques, du matériel organo-détritique, et du carbonate de calcium précipité chimiquement.

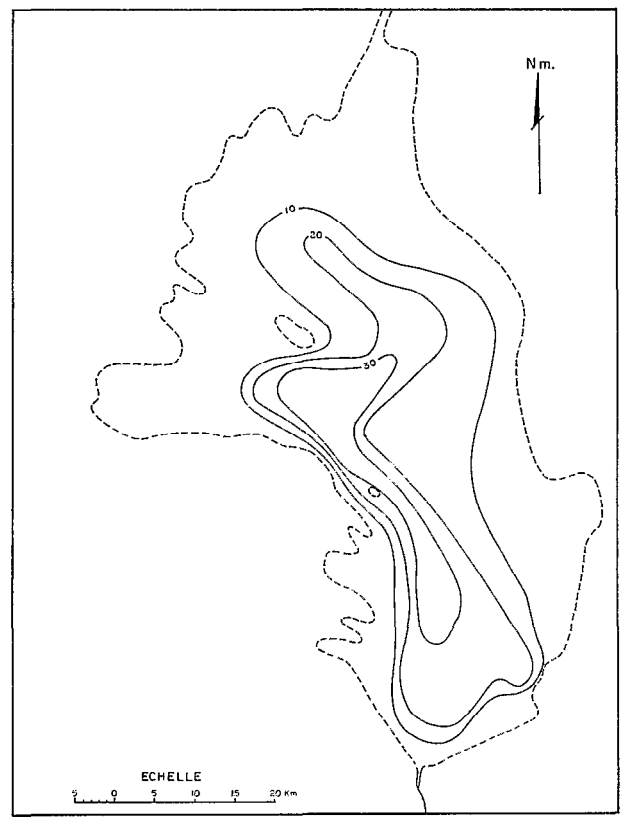


Fig. 6. — Distribution des carbonates.

Ces carbonates ont été dosés par calcimétrie (calcimètre Bernard modifié) avec une marge d'erreur d'environ ±3 %, établie en relation aux résultats obtenus par calcination selon la méthode décrite par DEAN (1974).

Comme pour la matière organique les teneurs maximum (>20 %) se rencontrent au centre du lac (cf. fig. 6). La répartition n'est pas tant fonction de la profondeur que de la distance au bord. La distribution des courbes isocarbonates rend compte du trajet suivi par les eaux du Desaguadero le long de la côte Est, ce qui est en accord avec les données

physico-chimiques, notamment le gradient de salinité existant dans cette zone du nord au sud (CARMOUZE *et al.*, 1978).

Quelques poudres étudiées aux RX montrent qu'il s'agit principalement de carbonate de calcium. Examiné au microscope, celui-ci apparaît assez peu cristallisé : petits cristaux subhédraux.

Selon FOLK (1974 a, b) la précipitation chimique du carbonate de calcium sous la forme de calcite spathique en petits cristaux subhédraux, se produit uniquement quand la relation Mg/Ca est inférieure à 2/1 et quand la salinité est élevée, c'est-à-dire quand la cristallisation est rapide. Le lac Poopo répond à ce cas comme en rend compte la figure 7.

En conséquence, nous pouvons en conclure que le carbonate de calcium présent dans la fraction inférieure à 63 μ est principalement d'origine chimique, tandis que le carbonate de calcium présent dans les fractions supérieures est d'origine organique ou organo-détritique.

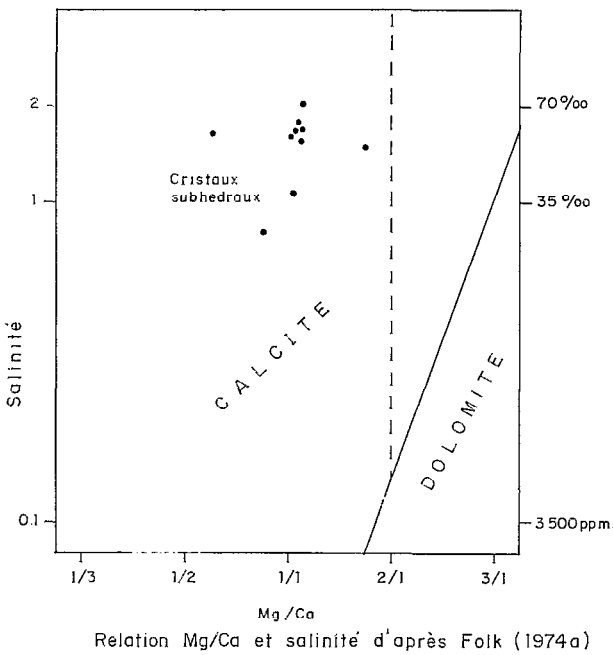


Fig. 7. — Relation Mg/Ca et salinité.

Les résidus insolubles

Partiellement étudiés d'un point de vue qualitatif, ils sont formés :

- d'une fraction sableuse
— d'une fraction argileuse
- - d'une fraction de silice amorphe due à la présence de diatomées.

Toutefois, les mesures quantitatives de chacune de ces fractions ne sont toujours pas précisées. Seul intervient un critère approximatif d'abondance que complètent pour les fractions sableuses et argileuses les granulométries effectuées sur la fraction totale du sédiment (tamis de 250 μ et 63 μ).

a. Les sables présentent des caractères franchement éoliens : grains arrondis émoussés. Ils se répartissent sur la totalité du pourtour du lac, c'est-à-dire de la plaine d'inondation, à l'exception de la zone Nord formant l'embouchure du Rio Desaguadero. Les sables de la zone Sud, située à l'embouchure du Rio Marquez, proviennent des formations crétacé et volcanique de la Cordillère Occidentale. Ils sont riches en biotite.

b. La fraction argileuse, étudiée aux RX sur quelques échantillons répartis du nord au sud du lac est formée pour l'essentiel d'illite, de kaolinite et de montmorillonite. La partie Nord du lac (90 % d'argiles : illite et kaolinite) est principalement détritique et résulte des apports du Rio Desaguadero. Il est actuellement difficile de préciser pour le reste du lac au sein de la fraction argileuse la part d'origine détritique et celle provenant de néo-formation (montmorillonite et illite).

c. La silice amorphe, principalement liée à la présence de Diatomées est étudiée par ailleurs (S. SERVANT, 1978).

Les zones de sédimentation

Ces trois composants : matière organique, carbonates et résidus insolubles disposés pour chaque échantillon sur un triangle de composition permettent de définir 4 faciès de sédiments actuels. Reportés sur une carte ils déterminent les grandes zones de sédimentation (cf. fig. 8).

Faciès détritique (sableux ou argileux). Ce faciès comprend plus de 80 % de résidus insolubles, moins de 10 % de matière organique et de 0 à 20 % de carbonates. Ce sont principalement des sables blancs éoliens (points V. X. N'. B'. C'.), ou des sables rouges à biotite (points P.). A l'embouchure du Desaguadero ce sont des argiles : argile marron, compacte, contenant principalement de la kaolinite et de l'illite (points K'. L'. Q. R. S. T. U. W. Y.). Ces sédiments renferment très peu de coquilles.

Faciès calcaréo-détritique. Ce faciès comprend de 40 à 80 % de résidus insolubles, moins de 10 % de matière organique et 10 à 60 % de carbonates. Ils se répartissent suivant une zone intérieure à la précédente. Ce sont des boues calcaires sableuses (points O'. A. O. I.) ou argileuses (point J'), beige à gris verdâtre. La fraction supérieure à 250 μ est

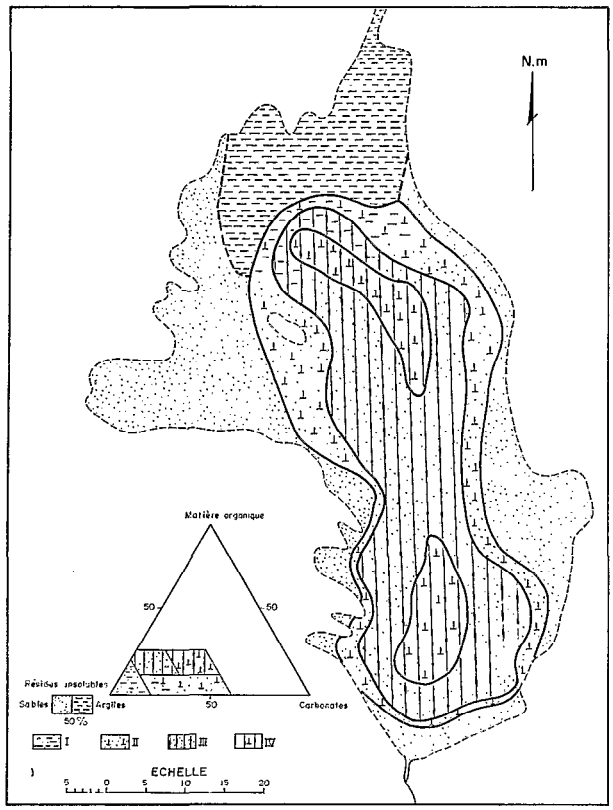


Fig. 8. — Faciès types des sédiments actuels et leur distribution. I. Faciès détritique. II. Faciès calcareo-détritique. III. Faciès organo-détritique. IV. Faciès organo-calcaire.

formée principalement de débris de coquilles (gastéropodes) et de graines de characées. De plus, cette zone contient une quantité importante de racines de plantes aquatiques. Les coquilles, graines et racines paraissent marquer un niveau moyen des basses eaux.

Faciès organo-détritique. Les sédiments contiennent de 60 à 80 % de résidus insolubles, de 10 à 25 % de matière organique et de 0 à 30 % de carbonates. Ce sont des boues argileuses (points D. E. F. I'. K. N. Ñ.) ou sableuses (points B. C. D'. F'. G'. H'.) de couleur beige, grise ou verdâtre, présentant dans tous les cas des taches gris foncé à noir, riches en matière organique. Ces sédiments contiennent peu de coquilles. Les taches noires révèlent un milieu fortement réducteur, d'intense décomposition organique.

Faciès organo-calcaire. Les sédiments contiennent de 40 à 60 % de résidus insolubles, de 10 à 25 % de matière organique et de 15 à 50 % de carbonates. Ce sont des boues gris beige (points L et M) à noir (points G et H) avec peu de coquilles. Le milieu est fortement réducteur, la décomposition organique intense.

La répartition de ces faciès concentriquement au pourtour du lac nous montre que le facteur profondeur n'intervient pas principalement dans les dépôts actuels (0 à 10 cm). Ceux-ci sont plutôt fonction de la distance au bord et de l'incidence de l'écoulement des eaux du Rio Desaguadero.

Les faciès III organo-détritique et IV organo-calcaire indiquent une permanence des eaux dans ces zones limitées à l'extérieur par la zone II (faciès calcaréo-détritique) à forte concentration de coquilles qui marque le véritable niveau moyen inférieur du lac pour l'époque récente. Les premières études faites sur des prélèvements plus profonds nous montrent l'alternance verticale de ces faciès, ce qui nous permettra de préciser ultérieurement les variations de niveau du lac.

Manuscrit reçu au Service des Publications de l'O.R.S.T.O.M. le 5 mai 1978.

BIBLIOGRAPHIE

BOULANGÉ (B.), RODRIGO (L. A.), 1976. — Primeros resultados limnologicos del Lago Titicaca (parte boliviana del Lago Huiñaimarca). *I Cong. de Geol. Potosi.*

CARMOUZE (J. P.), ARCE (C.), QUINTANILLA (J.), 1978. — Circulación de materia (agua, sales disueltas) en el sistema del Altiplano : la regulación hidroquimica de los Lagos Titicaca y Poopó. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol.*, vol. X, nº 1 : 49-68.

DEAN (W. E.), 1974. — Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss ignition : comparison with other methods. *Jour. Sed. Petrol.* vol. 44, nº 1 : 242-248.

D'ORBIGNY (A.), 1835-47. — Voyage dans l'Amérique Méridionale. Paris.

DUSSART (B.), 1966. — Limnologie. L'étude des eaux continentales. Gauthier-Villars. Paris. 676 p.

FOLK (R.), 1974a. — Petrology of Sedimentary rocks. Hemphill Publishing Co. Austin Texas, 182 p.

FOLK (R.), 1974b. — The natural history of crystalline calcium carbonate : effect of magnesium content and salinity. *Jour. Sed. Pet.* Vol 44, nº 1 : 40-53.

HUTCHINSON (G. E.), 1957. — Treatise on Limnology. J. Wiley & Sons. New York, vol. 1, 1015 p.

NEVEU-LEMAIRE (M.), 1906. — El Titicaca y el Poopó. Contribución al estudio de los lagos de los Altiplanos Bolivianos. *Rev. del Min. de Colon. y Agric.* Año 11, nº 16, 17 y 18 : 568-591.

SERVANT (M.), 1977a. — Le cadre stratigraphique du Plio-Quaternaire de l'Altiplano des Andes Tropicales en Bolivie. *Recherches Franç. sur le Quaternaire.* INQUA 1977. Sup. *Bull. A.F.E.Q.*, nº 50 : 323-327.

SERVANT (M.), FONTES (J. C.), 1978. — Les lacs Quaternaires des hauts plateaux des Andes boliviennes. Premières interprétations paléoclimatiques. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol.*, vol. X, nº 1 : 9-23.

SERVANT-VILDARY (S.), 1978. — Reconnaissance de la flore diatomique des sédiments superficiels d'un lac chlorurésulfaté sodique de l'Altiplano bolivien : le lac Poopó. *Cah O.R.S.T.O.M., sér. Géol.*, vol. X, nº 1 : 79-90.

RISACHER (F.), 1978. — Le cadre géochimique du bassin à évaporite des Andes bo'iviennes. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol.*, vol. X, nº 1 : 37-48.

LES DIATOMÉES DES SÉDIMENTS SUPERFICIELS D'UN LAC SALÉ, CHLORURÉ, SULFATÉ SODIQUE DE L'ALTIPLANO BOLIVIEN, LE LAC POOPÓ

Simone SERVANT-VILDARY

Convenio U.M.S.A.-O.R.S.T.O.M., Cajon Postal 8714, La Paz, Bolivia

RÉSUMÉ

L'examen de la flore diatomique conservée dans les sédiments superficiels du Lac Poopó met en évidence une assez grande variété de la flore pour un lac dont la salinité varie entre 20 et 40 g/l suivant les régions.

Cette forte salinité est représentée dans la flore par une dominance et une large répartition des Nitzshia. Nitzchia punctata *peut être considérée ici comme une espèce meso à hyperhalobe, préférentielle de milieux chlorurés sodiques.*

Cette étude met en évidence le rôle non négligeable des paramètres physiques sur la répartition des Diatomées. En certaines circonstances, ces paramètres peuvent masquer le facteur salinité dans la constitution des associations de Diatomées.

RESUMEN

La flora diatómica conservada en los sedimentos superficiales del Lago Poopó presenta una gran variedad para un lago cuya salinidad alcanza valores fuertes como 20 hasta 40 g/l según las regiones. Esta fuerte salinidad esta representada en la flora por la dominancia, y una larga distribución de los Nitzchia. *Se puede decir que* N. punctata *es una especie meso-hyperhalobiana.*

Este estudio pone en evidencia que los factores físicos juegan un papel importante sobre la repartición de las diatómeas. En algunas circonstancias esos parámetros pueden esconder la influencia de la salinidad sobre la constitución de las asociaciones diatómicas.

DIATOMS IN SUPERFICIAL SEDIMENTS OF POOPO LAKE, A SODIC CHLORINATED AND SULPHATED SALT LAKE ON BOLIVIAN ALTIPLANO

SUMMARY

Studying the diatom flora preserved in superficial sediments of Poopo Lake reveals a wide range of varieties whereas the salt content of the lake ranges between 20 and 40 g/l in the various areas.

This high salt content results, as regards flora, in a prevalence and a wide distribution of Nitzchia. *In the present case,* Nitzchia punctata *can be considered as a meso- to hyperhalobian species, which prefers sodic chlorinated environments.*

This study emphasizes the significant role of physical data in distribution of Diatoms. In some circumstances, these data can occult the salt content factor in the formation of associations of Diatoms.

ДИАТОМЕИ ПОВЕРХНОСТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СОЛЁНОГО СОДОВОГО ХЛОРИСТО-СУЛЬФАТНОГО ОЗЕРА БОЛИВИЙСКОГО АЛЬТИПЛАНО - ОЗЕРО ПООПО

РЕЗЮМЕ

Исследование диатомовой флоры, сохранившейся в поверхностных отложениях озера Поопо, выявило довольно разнообразную флору для озера, степень засоленности которого колеблется в пределах 20 - 40 г/л в зависимости от районов.

Эта высокая степень солесодержания представлена во флоре преобладанием и широким распределением видов *Nitzchia*. *Nitzchia punctata* можно считать здесь мезо- гипергалобным видом, предпочитающим хлористые содовые среды.

Это изучение выявляет немаловажное влияние физических параметров на распределение диатомей. В известных обстоятельствах, параметры эти могут маскировать роль солесодержания в образовании диатомовых ассоциаций.

Introduction

Une étude qualitative des associations de Diatomées a été effectuée sur 14 échantillons de sédiments superficiels répartis sur toute la surface du lac. Une première série (PJ) d'échantillons fut prélevée en juin (fin de la saison des pluies), une deuxième série (PN) fut prélevée en novembre (fin de la saison sèche). Les analyses chimiques des eaux correspondant à ces deux séries de prélèvements ont été effectuées par Carmouze qui a bien voulu me communiquer ses résultats et que je tiens à remercier ici.

L'analyse de la flore des sédiments superficiels donne une image moyenne des différentes périodes de végétation qui se sont succédées au cours d'un ou plusieurs cycles annuels. Pour cette raison, il n'est pas possible d'établir de relations directes entre les données chimiques mensuelles et la flore rencontrée dans les sédiments. Nous avons essayé surtout de mettre en évidence les rapports existants entre la flore diatomique et les caractères chimiques généraux du lac au cours d'une année.

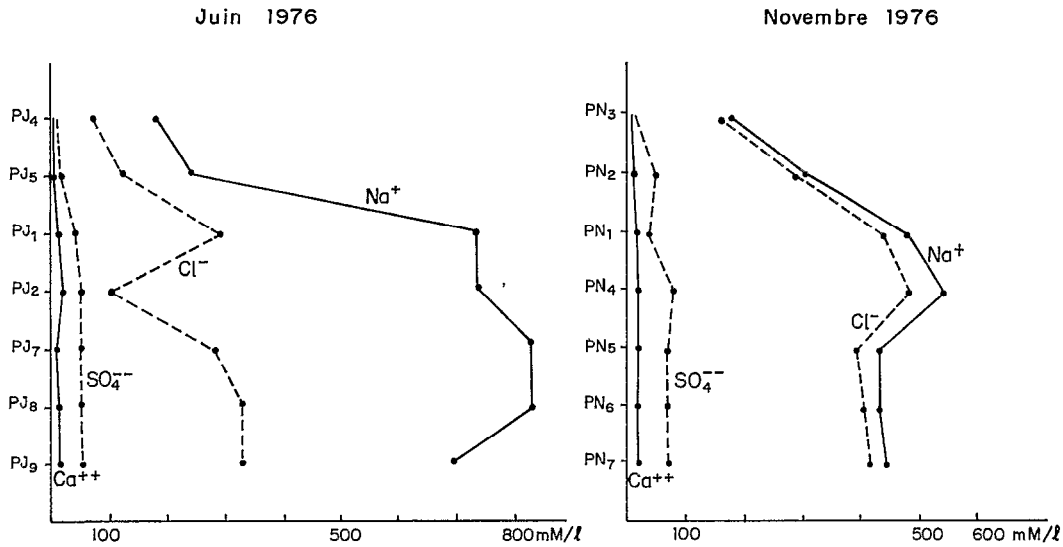
Généralités

Le lac Poopo se situe à 250 km au sud du lac Titicaca avec lequel il est actuellement en relation par l'intermédiaire du Desaguadero et du lac Uru-Uru. C'est un lac de 4 777 km² de superficie en moyenne, situé à 3 686 m d'altitude, peu profond, relativement plat. Le maximum de profondeur atteint 2,20 m en mai et s'abaisse à 1,60 m en novembre, ce qui provoque un grand changement dans la configuration du lac. La température est de 0 à 5° en hiver et de 12° à 14° en été (Boulangé *et al.*, 1978).

C'est un lac alcalin (le PH varie entre 8,5 et 9 au cours de l'année), essentiellement chloruré, sulfaté sodique. On observe un gradient de concentration du calcium, du sodium, des chlorures, des sulfates du nord au sud, et l'alcalinité est multipliée par 3 (Carmouze *et al.*, 1978).

	pH	Al_c me/l	SO_4^{--} mM/l	Cl^- mM/l	SiO_2 mg/l	Na^+ mM/l	K^+ mM/l	Ca^{++} mM/l	Mg^{++} mM/l
1	9	3,2	6,5	25	2	30	0,90	2,5	2,8
	8,7	1,25	20,0	115	5	130	2,75	5,0	6,5
2	8,45	1,9	20	115	3	130	2,75	5	6,5
	8,85	3	60	315	8	345	9,5	20	25
3	8,80	3,0	60	315	1	345	9,5	20	25
	8,35	4,0	86	485	8,0	525	14,5	22	38,5

Valeurs moyennes relatives à l'année 1976



PROVINCES Hydrochim.	Echantillons	Cond µm hos	Ph mM/ℓ	CO_3^{--} mM/ℓ	SO_4^{--} mM/ℓ	Cl^- mM/ℓ	Na^+ mM/ℓ	Ca^{++} mM/ℓ	Mg^{++} mM/ℓ	$Si(OH)_4$ mM/ℓ	Alc mE/ℓ
(1)	PN_3	23 300	8,82		30,55	175,5	188	10,8	16,5	0,05	3,22
(2)	PN_2	40 500	8,85		49,35	309	313,5	14,7	22	0,06	3,66
	PJ_4	9 500	8,8	0,74	14,4	73,4	185	4,98		3,80	
	PJ_5	13 400	8,7	0,46	17,7	112,8	245	6,6		4,8	
	PJ_1	34 000	8,8	1,4	48	296,2	720	19,4		9,6	
(3)	PN_1	43000	8,65		77,5	454	493	21,6	34,4	2,45	4,54
	PJ_2	40 000	8,4	1,01	56	105	740	19,4		9,4	
	PN_4	45 500	8,95		86,95	495,5	550	24,3	39,6	0,9	4,69
	PJ_7	35 000	8,3	1,1	52	289,1	840	17,9		12,4	
	PN_5	39 500	8,45		72,85	408	442	19,4	34,2	10	4,61
	PJ_8	35 000	8,4	1,1	53	331	840	19,20		11,2	4,40
	PN_6	40 000	8,63		75,55	413	445	19,9	34,4	7,72	
	PJ_9	35 000	8,3	1,01	52	331,5	680	19,6		10,1	
	PN_7	40 500	7,61		77,55	423	450	19,9	34,2	4	4,40

Fig. 1. — Données hydrochimiques pour les mois de juin et novembre 1976.

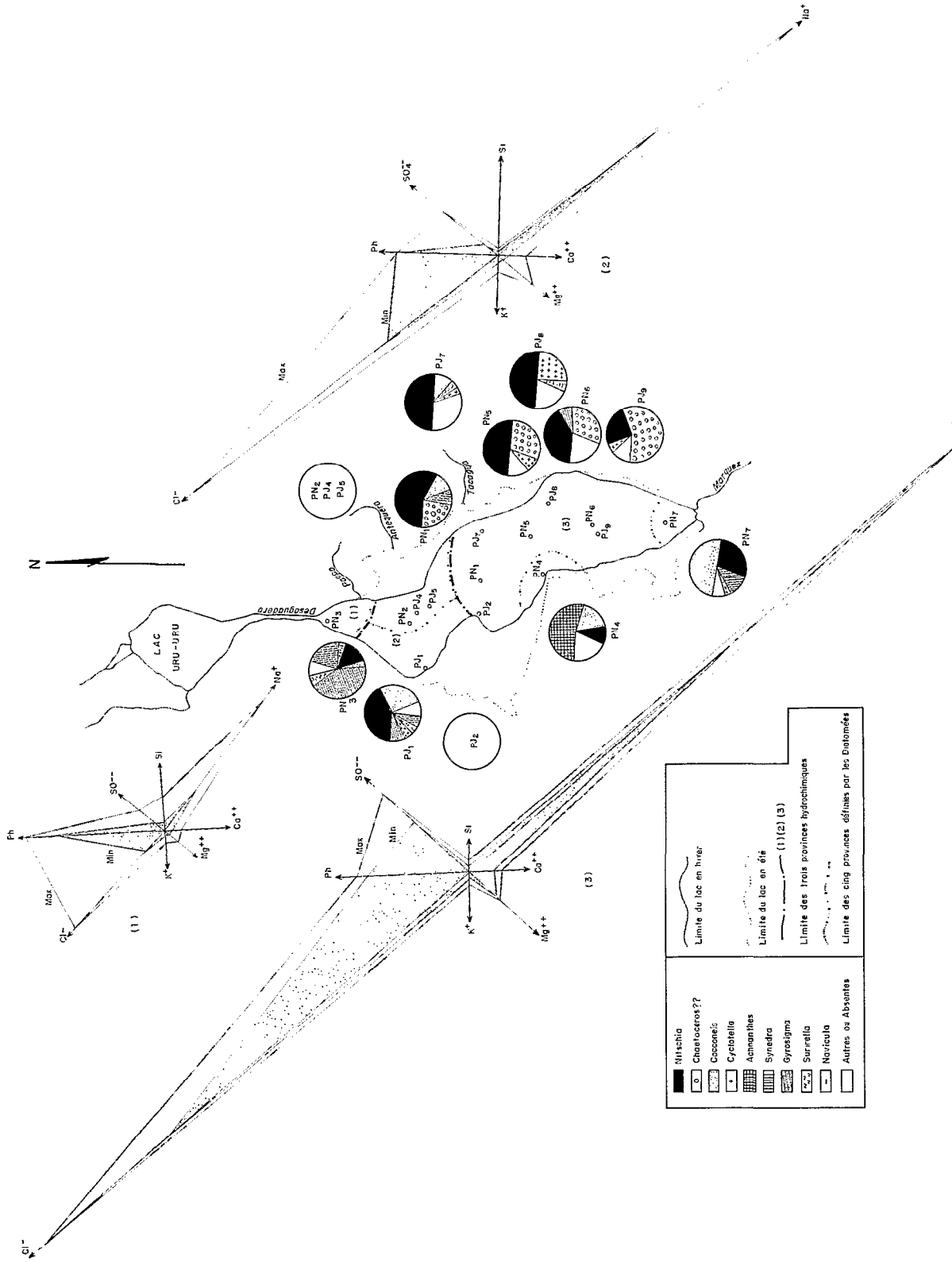


Fig. 2. — Répartition des associations de Diatomées dans les trois provinces hydrochimiques du lac Poopo.

Les données mensuelles fournies en mM/l des principaux éléments (fig. 1) indiquent un enrichissement des eaux de juin à novembre pour les ions SO_4^{--}, Cl^-, Ca^+ et pour $Si(OH)_4$. Cet enrichissement pendant la saison sèche peut correspondre à une augmentation de l'évaporation et à une diminution des apports par les rivières. Le sodium au contraire diminue de juin à novembre, il doit alors précipiter ou être utilisé par les organismes (fig. 1).

Caractères généraux de la flore

La quantité de frustules conservés dans les sédiments est faible comparée aux valeurs trouvées dans les sédiments quaternaires, les tests sont souvent très brisés. On a déterminé 51 espèces et variétés, ce qui est beaucoup pour un lac dont la salinité peut atteindre 40 g/l en certains endroits. La flore se répartit de la façon suivante :

Nitzschia 17 espèces ; *Gyrosigma* 2 espèces ; *Pinnularia* 1 espèce ; *Navicula* 13 espèces ; *Cyclotella* 2 espèces ; *Synedra* 1 espèce ; *Cocconeis* 3 espèces ; *Rhopalodia* 2 espèces ; *Gomphonema* 1 espèce ; *Amphora* 3 espèces ; *Surirella* 2 espèces ; *Achnantes* 1 espèce.

On constate l'absence des espèces euplanctoniques comme *Melosira* et *Stephanodiscus*, ce qui est normal dans un lac peu profond comme l'est le lac Poopo ; par contre les genres les plus fréquents sont des formes littorales, épiphytes ou benthiques.

Carmouze a individualisé trois provinces hydrochimiques (1, 2, 3) caractérisées par une salinité croissante du nord au sud. Du point de vue de la flore diatomique, ces trois provinces sont définies par l'abondance des *Nitzschia (N. punctata, N. angustata). On peut donc dire que le lac Poopo est un lac à Nitzschia.*

A l'intérieur de ces provinces, les associations de Diatomées présentent des caractères particuliers, et c'est à partir de ces variations locales qu'il a été possible de subdiviser ces trois provinces hydrochimiques en plusieurs zones que nous allons décrire successivement.

L'analyse des Diatomées fait ressortir une interdépendance entre les caractères chimiques généraux et la flore de Diatomées, à laquelle se surajoutent les facteurs topographiques, bathymétriques locaux qui peuvent dans certains cas devenir prédominants.

Les Diatomées dans la province hydrochimique 1 (fig. 2)

Cette province est située dans la partie Nord du lac, elle correspond à la zone d'influence du Rio Desaguadero. Nous avons étudié un échantillon (PN3) situé près de l'embouchure de la rivière. Les Diatomées sont abondantes, l'association est dominée par *Gyrosigma* (fig. 3).

Gyrosigma spencerii	40,9 %
Synedra tabulata	23,9 %
Nitzschia angustata	8,6 %
Surirella ovata var. *crumena*	3,1 %

Gyrosigma spencerii (W/Smith) Cleve.

Cleve-Euler, 1951 : « Brackwasser fast Süsse, eutrophe Gewasser sicht selten ».

Hustedt, 1930 : « Die Art is vorwiegend Brackwasserform, im Gebiet zerstreut besonders in schach salzigen Gewässern ».

Hustedt, 1938 : « Euryhaline, bislang vorwiegand aus den Küsten gebieten sowwie aus Salzgewäser des Binnenlandes bekannt ».

Nitzschia angustata (W. Smith) Grun.

Cleve-Euler, 1968 : « Cette espèce vit en eau douce, elle est inconnue en eau saumâtre ».

Gasse, 1975 : « Littorale, mesochalobe, pH 8,5 ».

Surirella ovata Kütz.

Cholnoky, 1968 : « is a freshwater species that can tolerate slight fluctuations in osmotic pressure rather well and may, therefore, also be common in certain brackish waters, its pH optimum lies between 7,5 and 8 ».

Bien que cette province 1 soit la moins salée du lac, on se trouve dans un milieu polyhalin (16 à 40 g/l), le pH est alcalin (8,5 à 9), les teneurs en ions Cl^- et Na^+ sont fortes, de même que la quantité de matière organique apportée par la rivière (Boulangé *et al.*, 1978).

On peut remarquer que l'association qui se développe ici est composée d'espèces euryhalines, c'est-à-dire d'espèces qui peuvent s'adapter à des salinités très différentes. On peut donc penser que leur présence dans cette zone n'est pas contrôlée par le seul facteur salinité, mais par d'autres facteurs qui peuvent être la présence de matière organique, la turbidité ou la variabilité du milieu dues à la proximité de l'embouchure d'une rivière qui est le principal affluent du lac Poopo.

Les Diatomées dans la province hydrochimique 2

Cette province correspond à la zone de salinité intermédiaire. Il y a de grandes variations au cours de l'année de la concentration des principaux éléments et notamment du chlore et du sodium.

Quatre échantillons ont été étudiés dans cette province. Un à l'ouest (PJ_1) contient une belle flore diversifiée et trois situés à l'est (PN_2, PJ_4 et PJ_5) sont azoïques, ils ne contiennent que quelques frustules très brisés qui pourraient être remaniés.

Pour le moment, l'absence de Diatomées dans cette zone Est n'est pas expliquée. Il n'y a pas de cause biologique nette, et l'absence de diatomées

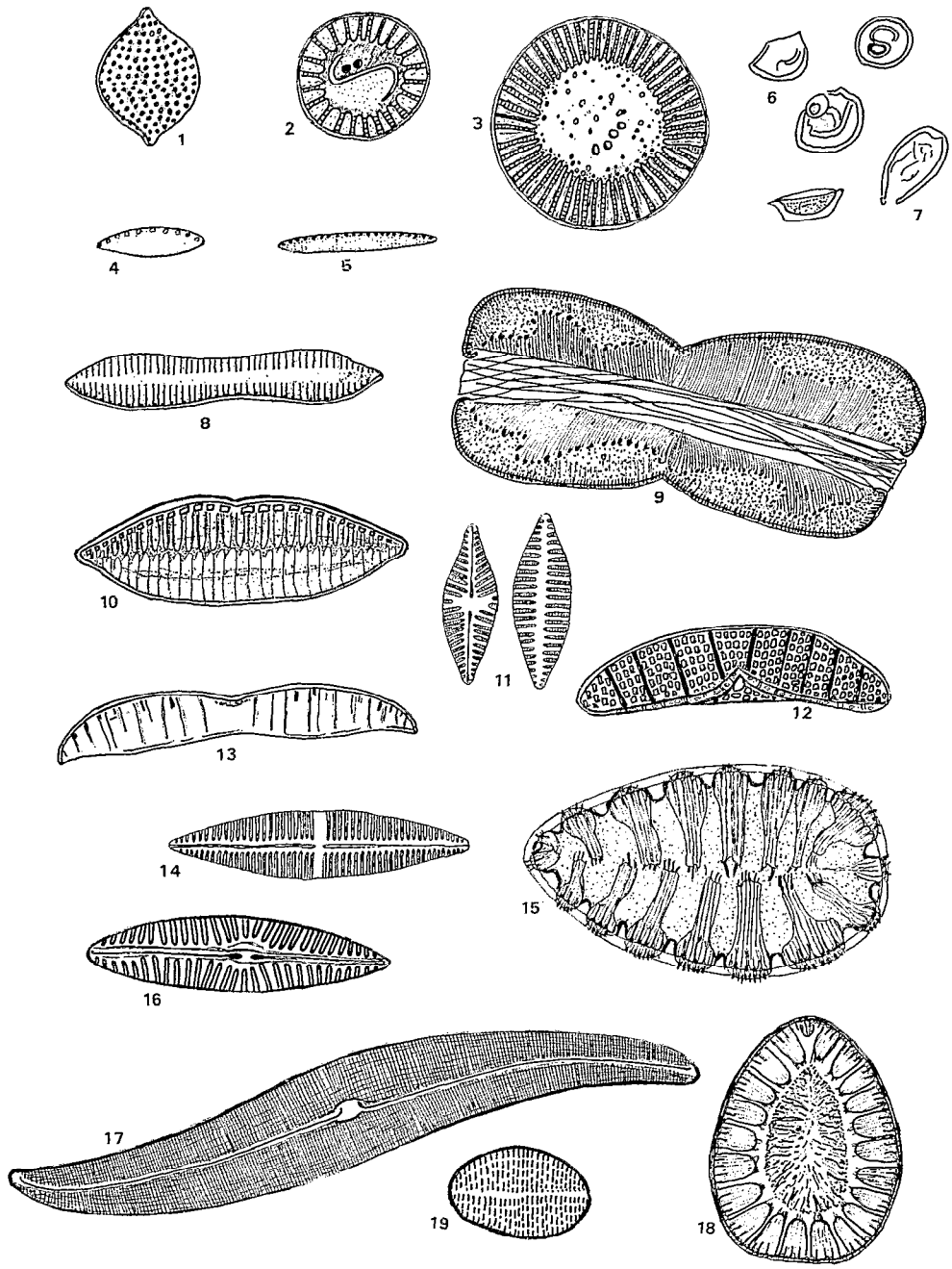


Fig. 3. — Exemple de quelques diatomées du lac Poopo.

1. *Nitzschia punctata* (W. Smith) Grun. PJ8, l = 17 μ, l = 11 μ, 12 stries, 12 aréoles en 10 μ. 2. *Cyclotella meneghiniana* Kütz. var. *bipunctata* Schmidt. PJ8, diamètre 14 μ. 3. *Cyclotella striata* (Kütz) Grun. PJ8, diamètre 23 μ. 4. *Nitzschia* sp. PJ9, L = 8 μ, l = 8 μ. 5. *Nitzschia frustulum* (Kütz) Grun. PJ9, L = 17 μ, l = 2,3 μ. 6. *Chaetoceros* sp. ?? PN1, diamètre 8 μ. 7. *Chaetoceros* ? 8. *Nitzschia apiculata* (Gregory) Grun. PN3, L = 34 μ, l = 2,3 μ. 9. *Amphiprora* cf. *ornata* Bailey. PN1, L = 54 μ, l = 11 μ. 10. *Nitzschia trybionella* Hantsch. PN3, L = 70 μ, l = 20 μ, 9 stries en 10 μ. 11. *Achnanthes hirta* Carter. PN4, L = 17 μ, l = 5 μ, 12 stries en 10 μ. 12. *Epithemia argus* Kütz. var. *longicornis* Grun. PN3, L = 40 μ, l = 11 μ. 13. *Nitzschia epithemioides* Grun. PN6, L = 53 μ, l = 5 μ. 14. *Navicula* sp. PN6, L = 32 μ, l = 7 μ, 14 stries en 10 μ. 15. *Surirella striatula* Turp. PJ9, L = 100 μ, l = 50 μ. 16. *Navicula* sp. PJ9, L = 32 μ, l = 8 μ, 10 stries en 10 μ. 17. *Gyrosigma Spencerii* (W. Smith) Cleve var. *nodifera* Grun. PN3, L = 72 μ, l = 14 μ. 18. *Surirella* cf. *ovata* Kütz. PJ7, L = 32 μ, l = 20 μ. 19. *Cocconeis placentula*. PN7, L = 15 μ, l = 10 μ.

s'observe en juin et en novembre, cela semble donc un phénomène constant au cours de l'année. On pourrait alors faire intervenir un facteur mécanique. Les frustules pourraient être transportés au-delà de leur zone de développement par un courant qui a été reconnu dans ce secteur.

L'échantillon prélevé dans la partie Ouest est riche en Diatomées. L'association est caractérisée par l'abondance du genre *Nitzschia*. Le genre sous-dominant est *Cocconeis*, la présence de cette Diatomée épiphyte est certainement liée à une importante végétation aquatique.

Nitzschia punctata	35 %
Nitzschia angustata	16,6 %
Cocconeis placentula var. *euglypta*	25 %
Amphora coffaeformis	10 %
Gyrosigma sp.	6,6 %

Amphora coffaeformis (Ag.) Kutzing.

CHOLNOKY, 1960 : « cette espèce vit préférentiellement dans des eaux neutres ou légèrement alcalines ».
GASSE, 1975 : « littorale, crenophile, pH 8, mesohalobe ».

Nitzschia punctata (SM) Grunow.

HUSTEDT, 1938 : « est une espèce halophile à mesohalobe », pH 7, eurytherme ».

Cocconeis placentula Ehr. var. *euglypta* (Ehr.) Cleve.

CHOLNOKY, 1968 : « pH optimum to be about 8, is a good indicator of moderatly alkaline waters ».
PETERSON, 1930 *in* SCHOEMAN, 1973 : « This epiphyte species possesses a considerable ability to adpt itself to different biotic conditions ».
GASSE, 1975 : « littorale, epiphyte, pH 8, oligohalobe ».

Cette association reflète assez bien la salinité élevée de cette zone par la présence de *Nitzschia* et *Amphora coffaeformis* typiquement mesohalobes, elle reflète aussi par la présence d'une flore épiphyte abondante, la présence de plantes aquatiques.

Les Diatomées dans la province hydrochimique 3

C'est la province où ont été observées les plus fortes teneurs de tous les éléments dissous et en particulier du chlore et du sodium (fig. 1). Tous les échantillons étudiés, qu'ils correspondent au mois de juin ou de novembre, sont caractérisés par l'abondance de *Nitzschia (N. punctata* et *N. angustata)*. Étant donné la grande représentativité de ces espèces dans le lac Poopo, on peut donc proposer qu'elles sont alcaliphiles (pH égal ou supérieur à 8), hyperhalines (salinité globale égale ou supérieure à 35 g/l) préférentielles de milieux chloruré-sodiques.

Grâce à la répartition spécifique des Diatomées, on a pu subdiviser cette province 3 en quatre zones. Toutes ces zones sont caractérisées par un fort pourcentage en *Nitzschia*, mais elles diffèrent par les espèces subdominantes qui modifient la signification écologique de l'association.

Il n'est pas possible de lier ces différences avec les variations locales des caractères chimiques des eaux. Ce seraient les facteurs physiques (turbidité, profondeur, présence de végétation aquatique, proximité du littoral) qui détermineraient les caractères secondaires des associations.

La zone intérieure (échantillons PN_1, PN_5, PN_6, PJ_9)

Les échantillons précédemment cités se trouvent approximativement situés à l'emplacement du courant qui provient du Desaguadero, et qui se poursuit dans le lac dans la partie la plus profonde où se dépose principalement de la matière organique. Les associations de Diatomées sont caractérisées par l'abondance de sphérules de moins de 10 mm de diamètre sans ornementation, avec une proéminence centrale en forme de S. Ces sphérules sont attribués de manière provisoire au genre *Chaetoceros* (fig. 3).

PN_1	*Chaetoceros* 26 %	*Nitzschia punctata* 17,8 %, *Nitzschia angustata* 14,6 %, *Nitzschia hungarica* 18,4 %, *Cocconeis diminuta* 14,1 %.
PN_5	*Chaetoceros* 30 %	*Nitzschia punctata* 14,1 %, *Cyclotella meneghiniana* var. *bipunctata* 7 %.
PN_6	*Chaetoceros* 30 %	*Nitzschia punctata* 37,9 %, *Cyclotella meneghiniana* 11 %, *Gyrosigma spencerii* 7 %.
PJ_9	*Chaetoceros* 85 %	*Nitzschia frustulum* 16,6 %.

Nitzschia hungarica Grun.

CHOLNOKY, 1968-1970 : « its pH optimum at about 8,5 and it can tolerate oxygen deficiencies ».
PETERSEN, 1943 : « mesohalobous ». HUSTEDT, 1957 : « halophilous to betamesohalobous ».

Cocconeis diminuta, in SCHOEMAN, 1973, Pant.

CHOLNOKY, 1968 : « pH optimum 8 ». HUSTEDT, 1938 : « oligohalobe litoralform vorzugweise in eutrophen Gewässern leben ». HUSTEDT, 1930 : « In Teichen Seen um ruhigen Flüssen weit verbreitet ».

Nitzschia frustulum Kütz.

CHOLNOKY, 1968 : « is a true brackisch water species, for optimum growth it favours eutrophic alkaline water, with a pH of about 8 or probably even higher.
GASSE, 1975 : « littorale, pH 8, meso à euryhalobe, N-heterotrophe obligatoire ».

Les espèces qui accompagnent ces *Chaetoceros*, sont, à part *Cocconeis diminuta*, des espèces qui vivent principalement dans des milieux dont la

salinité est forte. Leur présence ici en grand nombre, reflète bien les caractéristiques du lac Poopo. Par contre, *Cocconeis diminuta* serait plutôt une espèce euryhaline et non oligohalobe.

La zone extérieure (échantillons PJ8-PJ9)

Les associations qui se développent dans cette région diffèrent des associations de la zone intérieure par la disparition des *Chaetoceros*.

C'est un fait assez remarquable à observer si on pense à la distance très faible qui sépare ces deux zones et aux faibles variations chimiques qui existent entre ces deux zones, tout au moins pour les mois pour lesquels nous possédons des données.

Les deux associations étudiées sont caractérisées par la prédominance des *Nitzschia* (fig. 3).

PJ7	*Nitzschia punctata* 28,2 %	*Cocconeis placentula* var. *euglypta* 12 % *Gyrosigma* sp. 12 %.
	Nitzschia angustata 19,5 %	*Navicula rhynchocephala* 12 %, *Cyclotella meneghiniana* 4 %.
PJ8	*Nitzschia punctata* 45 %	*Cyclotella meneghiniana* var. *bipunctata* 25 %, *Gyrosigma* sp. 7,4 %. *Navicula rhynchocephala* 7,4 %.

Navicula rhynchocephala Kütz.

PATRICK et REIMER, 1966 : « Cette espèce est largement distribuée en eau douce, elle semble préférer des eaux à haut contenu minéral, halophile à indifférente à de petites quantités de chloride.

GERMAIN, 1936 : « Elle vit sur des fonds de ruisseau, sur boue ou eau calme ».

HUSTEDT, 1930 : « Suss. und leicht brackingen Wasser überall verbreitet ».

SCHOEMAN, 1973 : « is a freshwater species favoring neutral to slightly alkaline waters ». CHOLNOKY, 1968 : « its optimum pH probably lies between 7,3 and 7,6 ».

Cyclotella meneghiniana Kütz.

CHOLNOKY, 1968 : « it may occur in brackisch waters, it is not a true brackwater species since it cannot tolerate severe changes in osmotic pressure ». GASSE, 1975 : « Planctonique on littorale, alcalibionte, euryhalobe, N-Heterotrophe facultative ».

La flore diatomique est bien représentative du milieu. *Nitzschia punctata* serait dans le lac Poopo, polyhalobe. Les autres espèces se sont adaptées à un milieu très riche en contenu minéral, la salinité dans cette zone est de 35 g/l, le pH de 8,5, le sodium y est abondant, 840 mM/l.

Si on compare les données chimiques de la zone externe et de la zone interne pour le même mois de juin, la différence réside seulement dans la teneur de l'ion sodium, plus importante dans la zone externe. C'est peut-être la seule variation de ce paramètre qui a pu provoquer l'explosion des *Nitzschia* et la disparition des *Chaetoceros*. Mais on peut se demander si une variation du sodium, dans les gammes de salinités très élevées où nous nous situons peut vraiment provoquer un changement aussi important de la flore. Ce changement pourrait être lié à la position très littorale des prélèvements. On se trouve en effet dans une zone très sensible aux moindres variations du niveau du plan d'eau, et c'est peut-être ce paramètre qui serait défavorable au développement des *Chaetoceros*.

La zone est (échantillon PN_4)

Cet échantillon fut prélevé en novembre, la salinité était de 45 g/l. Cette zone peu profonde, est colonisée par une abondante flore aquatique. On trouve ici une association diatomique particulière, où domine *Achnanthes hirta* (fig. 3).

Achnanthes hirta 52,5 %	*Cocconeis placentula* var. *linearis* 15,8 %. *Nitzschia punctata* 5 %. *Nitzschia ovalis* 5 %.

Achnanthes hirta Carter

Carter 1970 l'a trouvée pour la première fois vivante dans des fossés en Andorre. Mais l'auteur ne donne pas d'indications sur le milieu. Dans le lac Poopo, c'est une espèce épiphyte, polyhalobe typique.

Les *Cocconeis* trouvent dans cette région colonisée par *Ceratophyllum* un milieu favorable à leur développement, de même que *Achnanthes hirta* qui est une espèce épiphyte, vivant préférentiellement dans des eaux très peu profondes. L'association reflète ici, plus le paramètre profondeur que la salinité du milieu.

La zone Sud (échantillon PN_7)

Cette zone est localisée à l'embouchure du Rio Marquez, dans la partie Sud de la province hydrochimique 3.

Nous observons une différence importante de la composition chimique des eaux aux embouchures des deux principales rivières qui alimentent le lac, de même il existe une grande différence dans la répartition des Diatomées. Au Sud, où la salinité en novembre est de 40 g/l (alors qu'elle est de 23,3 g/l au Nord) on s'attendait à trouver une association composée d'espèces typiquement halophiles. En fait on trouve une association dont le genre dominant *Cocconeis*, est considéré comme préférentiel de milieux d'eau douce, mais qui possède un assez grand pouvoir d'adaptation à des milieux de concentration variée.

Cocconeis diminuta 20,5 %	*Nitzschia punctata* 25,7 %
Cocconeis placentula var. *linearis* 18,3 %	*Synedra tabulata* 8,7 %
Cocconeis placentula var. *euglypta* 8,5 %	*Cyclotella meneghiniana* var. *punctata* 4,5 %.

Cette association ne semble pas contrôlée de manière déterminante par la salinité du milieu. Elle pourrait plutôt être en relation avec la qualité des apports liquides (la conductivité du Rio Desaguadero est de 1 390 µmhos en mai, alors que celle du Rio Marquez est de 930 µmhos) et peut-être plus précisément avec l'abondance (Rio Desaguadero) ou l'absence (Rio Marquez) de matière organique dans les eaux fluviales.

En résumé, cette association ne pourrait pas être reliée à des salinités élevées si nous ne connaissions pas la composition chimique des eaux où nous l'avons rencontrée. On peut admettre que *Cocconeis* s'est adapté ici à des teneurs particulièrement fortes en éléments dissous, mais cette Diatomée a trouvé un facteur favorable à son développement dans la zone soumise à l'influence du Rio Marquez. En première hypothèse ce facteur pourrait être l'absence de matières organiques, peut-être également une faible quantité d'apport en matières nutritives.

Conclusion

Nos premières observations sur le lac Poopo montrent la complexité des relations qui existent entre la flore diatomique et le milieu. Une première constatation s'impose : *l'ensemble du lac est caractérisé par l'abondance des Nitzschia et cela reflète bien le chimisme général des eaux.*

Il faut remarquer la rareté ou l'absence des espèces comme *Anomoeoneis sphaero phora*, *A. costata*, *R. gibberula*, *R. musculus* qui sont particulièrement abondantes dans les mares carbonatées-sodiques du Tchad. Leur absence dans ce lac typiquement chloruré sodique confirme leur affinité à des milieux carbonatés.

Si on compare ces données avec celles que nous avons obtenues sur les sédiments quaternaires (Servant-Vildary, 1978), on remarque que les espèces dominantes sont différentes, surtout pour le lac Tauca. Ce lac, daté de 12 000-10 000 ans B.P. a été la nappe d'eau la plus salée de toutes celles qui se sont succédées au cours du Quaternaire. Le lac Tauca était caractérisé par *Achnanthes breviceps*, *Cyclotella striata*, *Melosira sulcata*. Ces trois espèces ne se rencontrent pas dans le lac Poopo. La disparition des *Cyclotella* et des *Melosira* peut être due à une plus faible profondeur du lac Poopo comparée à celle du lac Tauca, mais la disparition des *Achnanthes* est inexpliquée et ne doit pas être liée à une grande variation de la paléosalinité.

D'autre part, le lac Tauca contenait quelques espèces préférentielles de milieu carbonaté ; celles-ci disparaissent complètement dans le lac Poopo. Y aurait-il eu depuis 12 000 ans un changement dans le chimisme de ces lacs ?

Dans le cadre défini par l'abondance des *Nitzschia*, nous observons des associations très différentes qui ne peuvent pas être reliées de manière évidente à des variations chimiques. Dans certains cas, nous avons rencontré des Diatomées dont la présence était assez inattendue. Tel est par exemple le cas de *Cocconeis*, considéré comme oligohalobe, qui se développe de manière préférentielle dans les eaux les plus salées du lac. Son adaptation à un milieu particulièrement riche en éléments dissous implique l'intervention d'un facteur actuellement inconnu mais qui est en relation avec les apports d'eaux fluviales par le Rio Marquez.

Ces constatations sont très importantes pour la compréhension et l'interprétation des associations de Diatomées des sédiments quaternaires. Il est fréquent que les associations anciennes réunissent des espèces dont la signification écologique est plus ou moins en contradiction sur le plan des paléosalinités globales ou spécifiques, ce qui les rend pratiquement ininterprétables. L'exemple actuel du lac Poopo montre que le chimisme des eaux est reflété seulement par une ou plusieurs espèces particulièrement abondantes. Le développement des autres espèces obéit à des lois plus complexes, qu'il est difficile d'éclaircir et surtout difficile d'en évaluer l'effet sur la différenciation des associations.

Un autre paramètre dont nous n'avons pas parlé dans ce travail concerne la nature du fond. Les relations n'ont pas pu être établies en raison d'une localisation trop imprécise des échantillons qui ont été étudiés. Mais il est dans nos projets de continuer l'étude des Diatomées actuelles du lac Poopo de manière plus approfondie en essayant de faire intervenir ce facteur.

Manuscrit reçu au Service des Publications de l'O.R.S.T.O.M. le 29 mars 1978.

BIBLIOGRAPHIE

BOULANGÉ (B.), RODRIGO (L. A.), VARGAS (C.), 1978. — Morphologie, formation et aspects sédimentologiques du lac Poopó (Bolivie). *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol.*, vol. X, n° 1 : 69-78.

CARMOUZE (J. P.), 1978. — Circulación de materia (aguasales disueltas) en el sistema fluvio-lacustre del Altiplano boliviano. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol.*, vol. X, n° 1 : 49-68.

CARTER (J. R.), 1970. — Diatoms from Andorra. In *Diatomaceae II*, J. Cramer (1970), 835 p.

CHOLNOKY (B. J.), 1968. — The relationship between algae and the chemistry of natural waters C.S.I.R., 129 : 215-25.

CHOLNOKY (B. J.), 1960. — Die Okologie der Diatomeen in Binnengewässern. J. Cramer, 677 p.

CLEVE, Euler A., 1968. — Die Diatomeen von Schweden und Finnland J. Cramer, 5 : 1061 p.

GASSE (F.), 1975. — L'évolution des lacs de l'Afar Central (Éthiopie et TF.F.A.I.) du Plio-Pléistocène à l'Actuel. Thèse d'Ét. Paris VI, 406 p.

GERMAIN, H., 1936. — Les lieux de développement et de multiplication des Diatomées d'eau douce. *Bull. Soc. Sc. Nat. Ouest Nantes* (1936) — (5) : 200 p.

HUSTEDT (F.), 1930. — Bacillariophyta (Diatomeae) in die Süsswasserflora Mitteleuropas Hrsg. von Pasher 10 : 466 p.

HUSTEDT (F.), 1938. — Die fossile Diatomeenflora in den Ablagerungen des Tobasees auf Sumatra. *Arch. Hydrobiol Suppl.* XIV. Tropische Binnengewässer VI : 143-90.

SCHOEMAN (F. R.), 1973. — A systematical and ecological study of the Diatom flora of Lesotho, with special reference to water quality. V. R. Printers, Pretoria, 355 p.

SERVANT-VILDARY (S.), 1978. — Les Diatomées des dépôts lacustres quaternaires de l'Altiplano bolivien. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol.*, vol. X, n° 1 : 25-35.

ANNEXE

LISTE DES DIATOMÉES RENCONTRÉES DANS LE LAC POOPO

	PN3 %	PN2 %	PJ4 %	PJ5 %	PJ1 %	PN1 %	PJ2 %	PN4 %	PJ7 %	PN5 %	PJ8 %	PN6 %	PJ9 %	PN7 %
Achnanthes hirta	1,8							52,5						
Amphiprora paludosa										1,4				
Amphora coffaeformis		0,8			10			3,3				0,4		1,4
Amphora veneta								1,7						
Amphora sp														1,7
Anomoeoneis sphaerophora var. *sculpta*								0,8						
Cocconeis placentula	2,4													
var. *euglypta*	2,4				25	3,2			12	2,8		0,4		8,5
Cocconeis placentula var. *linearis*								15,8		1,4		2,2		18,3
Cocconeis diminuta						14,1		3,3						20,5
Cyclotella meneghiniana var. *bipunctata*	0,6				3,3	1				7,4	25	11	2,5	4,5
Cyclotella meneghiniana						2			4					
Gomphonema sp										0,7		1,6		
Gyrosigma Spencerii	40,9											7		
Gyrosigma sp					6,6	1			12		7,4	0,4		
Navicula bacilliformis										1,6				
Navicula cincta	0,5													
Navicula cuspidata	0,6													
Navicula digitoradiata						2								
Navicula mutica											1,7			
Navicula placentula													1,9	
Navicula radiosa										0,7				
Navicula rynchocephala										0,7				
Navicula salinarum									12		7,4			
Nabivula simplex	1,2										1,7			
Navicula zanoni													0,4	
Navicula sp										0,7				
Nitzschia acuminata										2,1				
Nitzschia angustata	8,6				16,6	14,6			19,3	4,9	0,9		0,8	1,4
Nitzschia apiculata										3,8				
Nitzschia confinis										3,5				
Nitzschia epiphytica										2,5				
Nitzschia epithemioides	1,2									2,8		3,2		
Nitzschia fonticola								1,4						
Nitzschia frustulum	0,6												16,1	
Nitzschia granulata	0,6													
Nitzschia halophila														1,3
Nitzschia hungarica	1,2					18,1				3,5				
Nitzschia latens										2,1				
Nitzschia ovalis								5						
Nitzschia punctata	1,2				35	17,8		5	28,2	29,5	49	37,9		23,7
Nitzschia trybionella var. *victoriae*	1,2													
Nitzschia trybionella var. *maxima*	1,8													
Pinnularia borealis														
Rhopalodia gibba	0,6													0,7
Rhopalodia musculus								1,7						
Surirella ovata var. *crumena*	3,1													
Surirella striatula					3,3	1			4	2,1	0,4	0,4	1,7	1,4
Synedra tabulata	23,9				3,3	3,2			1	0,3	0,4		3,2	8,7
Chaetoceros?	5,5					26				28,8		30,9	85	1,4

GENÈSE D'UNE CROÛTE DE GYPSE DANS UN BASSIN DE L'ALTIPLANO BOLIVIEN

François RISACHER
Géologue O.R.S.T.O.M.
Mission O.R.S.T.O.M., Cajón Postal 8714, La Paz, Bolivie

RÉSUMÉ

Les accumulations salines d'un bassin évaporitique semi-fermé de l'Altiplano bolivien sont replacées dans le contexte hydrogéologique local. La localisation du gypse dans le paysage, sel principal qui se dépose par évaporation capillaire de la nappe, est contrôlée par le mélange de deux eaux de même origine, mais qui ont subi deux trajets évolutifs distincts dans le bassin.

RESUMEN

Relacionamos las acumulaciones salinas de una cuenca evaporitica semi-cerrada del Altiplano boliviano con el contexto hidrogeologico local. La ubicación del yeso en el paysage, sal en mayor cantidad depositadad por evaporación capilar de la capa subterranea de agua, es controlada por la mezcla de aguas del mismo origen, por que han seguido dos caminos distintos de evolución en la cuenca.

GENESIS OF A GYPSUM CRUST IN A BASIN OF THE BOLIVIAN ALTIPLANO

ABSTRACT

The salt accumulations in a semi-closed basin of the Bolivian Altiplano are set back in the local hydrogeological conditions. The localization in landscape of gypsum, main salt which settles through capillary evaporation of the sheet, is governed by the mixing of two waters of the same origin, but which followed different evolutive routes in the basin.

ОБРАЗОВАНИЕ ГИПСОВОЙ КОРЫ В БАССЕЙНЕ БОЛИВИЙСКОГО АЛЬТИПЛАНО

РЕЗЮМЕ

Солевые накопления полу-закрытого эвапоритового бассейна боливийского Альтиплано рассматриваются в местном гидрогеологическом контексте. Локализация, в ландшафте, гипса - главнейшей соли, осаждающейся посредством капиллярного испарения грунтовой воды, контролируется смесью двух вод одного и того же происхождения, но развившихся соответственно двумя различными путями в бассейне.

Cadre général

Le salar de Jayu Kkota est situé sur la bordure Ouest du lac Poopo, en terrain sédimentaire à 3 710 m d'altitude (fig. 1). C'est un bassin semi-clos qui s'est individualisé après le retrait du dernier grand lac (Tauca).

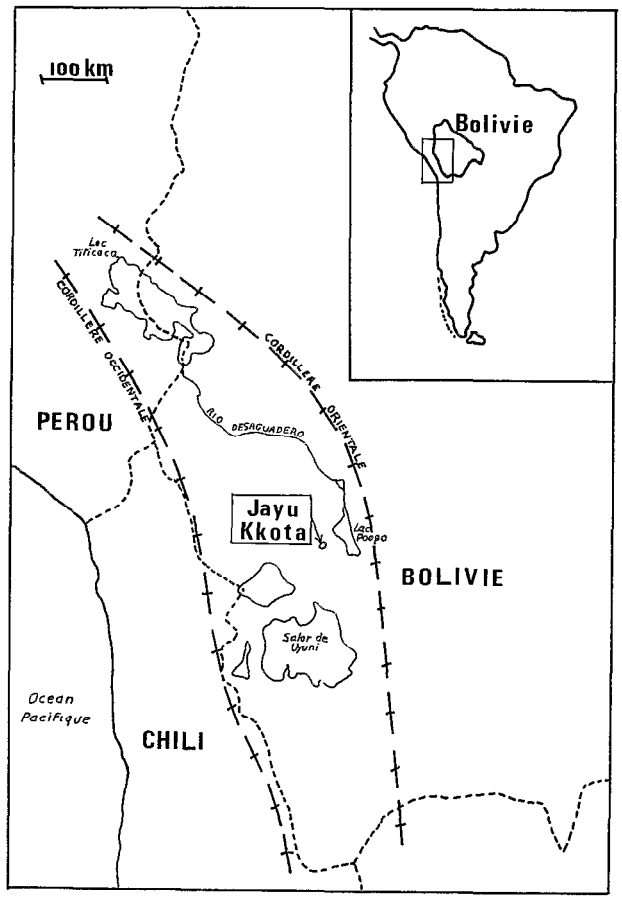


Fig. 1. — Situation géographique de Jayu Kkota.

Il est limité au Nord et au Sud par deux anticlinaux crétacés à cœur dévonien ; d'axe SE-NO (grès gypsifères, quartzites, conglomérats à éléments volcaniques) ; à l'Ouest et au Nord-Ouest par un glacis ; à l'Est il s'ouvre vers le lac Poopo par un exutoire, lit d'une ancienne rivière.

La lagune de Jayu Kkota, vestige de l'ancien lac, a pu subsister grâce à l'existence d'un axe anticlinal de direction SE-NO créant un relèvement topographique au Nord-Est du lac.

La morphologie des dépressions au Nord-Est dessinant un réseau de lignes triangulaires, fait penser à une origine tectonique des principales directions des zones basses (fig. 3).

Jayu Kkota est essentiellement un salar à dépôts diagénétiques capillaires actuels. La part sédimentologique, syngénétique des concentrations salifères est infime (2 petits niveaux de gypse).

On peut donc considérer que les sels résultent de l'*interaction du fait sédimentologique* (nature du support) avec le fait hydrogéologique (mouvement du vecteur).

Stratigraphie (fig. 2 et 3)

Des sables dunaires constituent le substrat général de la zone. Les anciens lacs, transgressifs sur ces dunes, ont déposé un placage argileux dans la dépression dont la lagune occupe actuellement le centre.

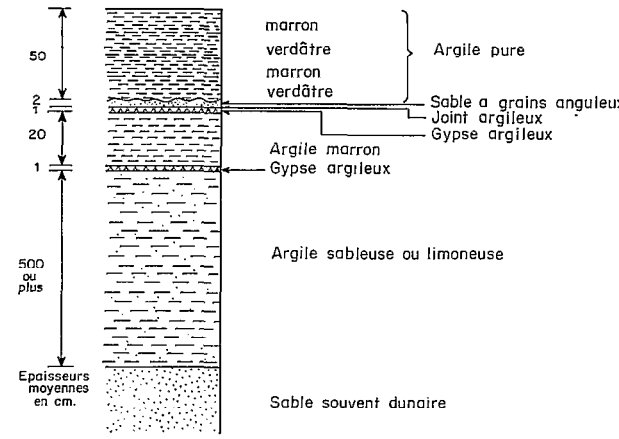


Fig. 2. — Coupe stratigraphique schématique du bassin de Jayu Kkota.

La fig. 2 montre les différents niveaux de ce remplissage. La couche argilo-sableuse venant immédiatement au-dessus du sable dunaire est d'une structure complexe, mais étant située sous le niveau de la nappe il est difficile d'en faire le détail. Signalons la présence de coquilles vers le bas de zette couche.

Les argiles sont un mélange de montmorillonite (80 %) et d'illite (20 %), avec quelques traces de kaolinite.

Les deux niveaux de gypse et la petite couche sableuse, bien que très minces (1 à 2 cm), sont parfaitement continus sur toute l'étendue du salar et constituent d'excellents niveaux repères.

On peut donc distinguer plusieurs séquences récentes :

— Deux phases d'assèchement marquées par les deux niveaux de gypse. Le joint argileux au sommet du deuxième niveau indique une période sèche assez longue.

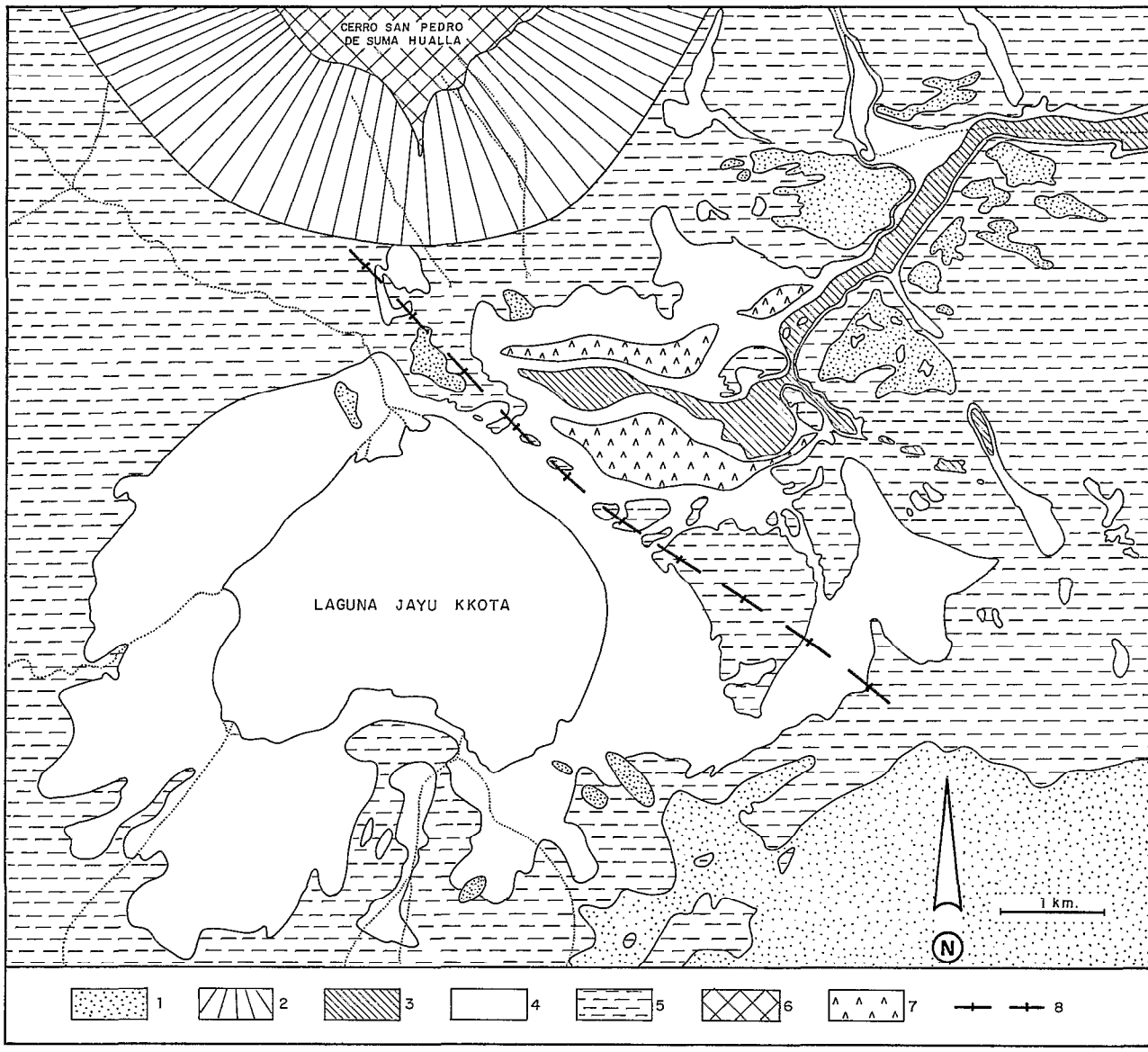


Fig. 3. — Formations superficielles du salar de Jayu Kkota, 1 : Dunes actuelles. 2 : Cône d'épandage. 3 : Fond plat sans végétation. 4 : Argile de remplissage. Zone à yaretilla. 5 : Sable du substratum. Zone à thola. 6 : Relief anticlinal. 7 : Croûte de gypse souterraine. 8 : Axe anticlinal.

— Une phase d'apport brutal, représentée par la petite couche sableuse à grain anguleux.

Cette couche pose un problème, car son contact supérieur avec l'argile est assez net : les apports détritiques se sont-ils arrêtés aussi brutalement qu'ils avaient commencé ? L'argile superficielle n'est sableuse que sur les bordures. Celle-ci marque la dernière extension lacustre. Elle est parfois cryoturbée (cellules de 10 cm de diamètre). Cette couche se divise généralement en quatre sous-niveaux selon le degré d'oxydo-réduction.

De nombreuses dunes actuelles, reprennent le sable du substratum.

Un vaste cône d'épandage de matériel fin sablo-argileux rouge s'appuie sur le massif Nord.

Deux puits creusés à l'aplomb des deux points hauts de l'anticlinal souterrain ont atteint sous plusieurs mètres de sable la roche en place fortement altérée.

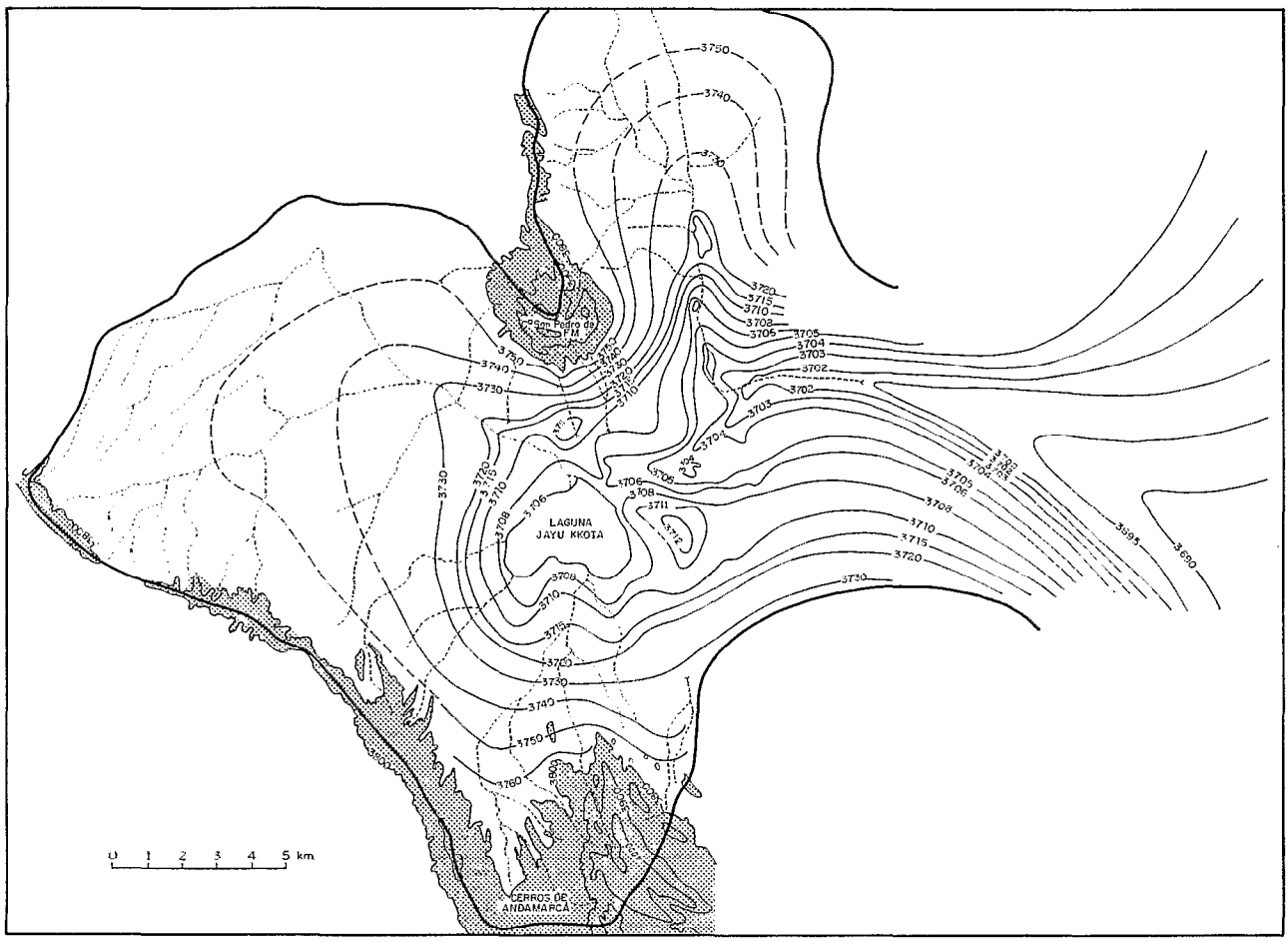


Fig. 4. — Courbes piézométriques. Saison sèche : Août-Septembre 1975. Vue générale du bassin. Les côtes absolues sont en mètres.

Végétation

Le changement de la végétation marque bien les limites des différentes zones :

- Sur le sable poussent de petits arbustes appelés « thola » *(Lepidophillum quadrangulare)*.
- Sur l'argile on trouve une graminée formant des touffes compactes dures aux racines profondes : la « yaretilla ». Les dépressions plates sont dépourvues de toute végétation.

Hydrogéologie

L'hydrogéologie du salar de Jayu Kkota condense sur une superficie de 250 km² presque tous les phénomènes hydrogéologiques en zone sédimentaire, d'où son grand intérêt.

Géométrie et mouvement de la nappe (fig. 4 et 5)

La piézométrie montre deux origines distinctes des apports :

- une alimentation par le bassin versant,
- une alimentation par deux nappes en dôme implantées sur deux points hauts de l'anticlinal au Nord et à l'Est de la lagune.

L'aquifère est constitué essentiellement par le sable du substratum et par l'argile sableuse inférieure.

La nappe est soit captive, soit libre ; selon le type d'argile du placage, mais la remontée piézométrique ne dépasse jamais quelques dizaines de centimètres.

On a observé également dans l'exutoire des nappes superposées à salinités et à mouvements différents.

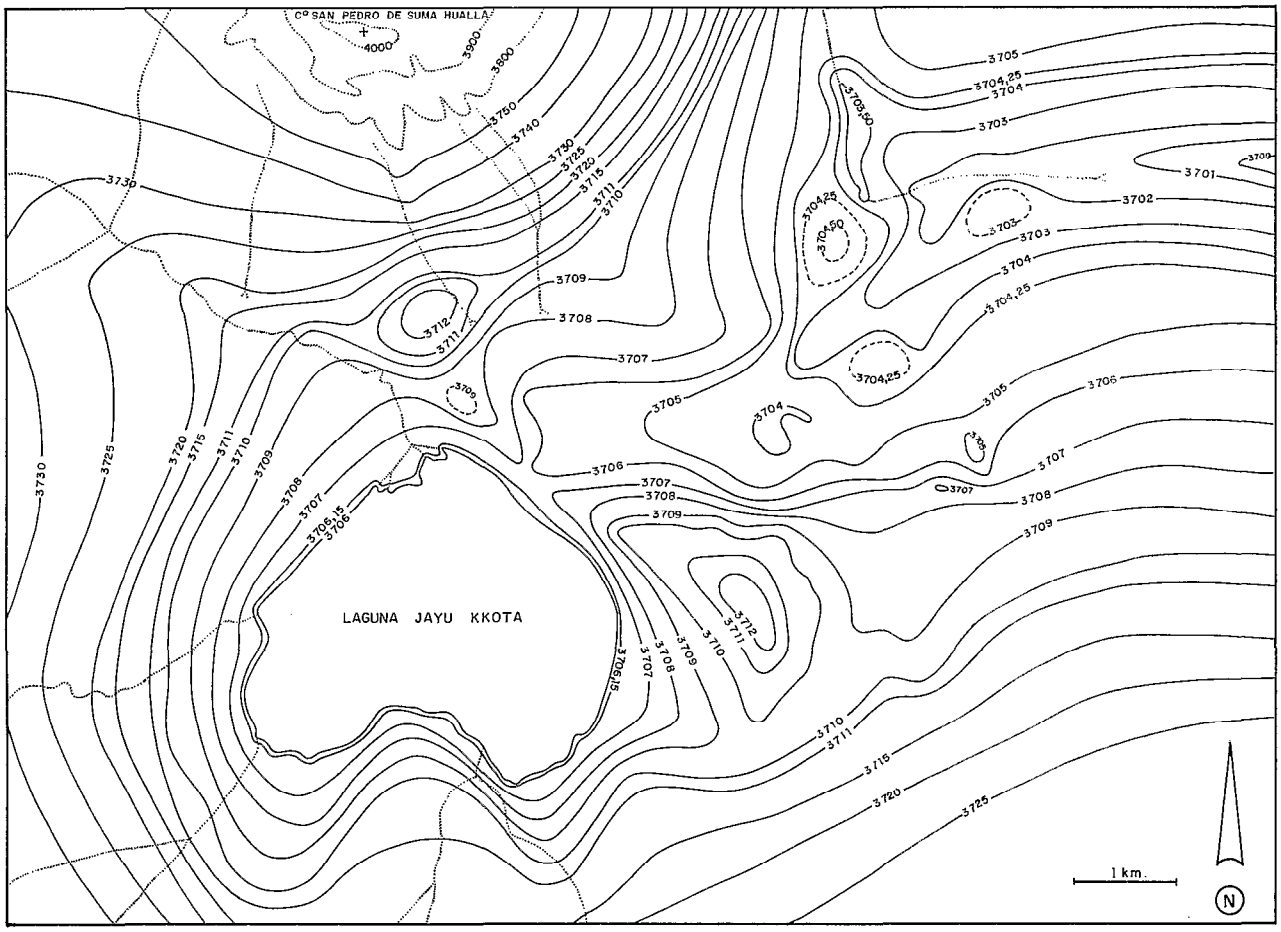


Fig. 5. — Courbes piézométriques. Saison sèche : Août-Septembre 1975. Zone centrale. Côtes absolues en mètres.

L'étude de ce cas, rare, est très délicate, car les eaux se mélangent.

Les nombreux massifs de dunes constituent des réserves d'eau très douces qui sont également de petits dômes divergents.

La lagune (7 km²) est une nappe d'eau pelliculaire (1 m d'épaisseur en moyenne) qui peut parfois s'assécher presque complètement.

On distingue deux seuils de changement d'écoulement des eaux ou crêtes piézométriques de très faible amplitude qui déterminent deux zones d'immobilité des eaux (fig. 6) :

— l'une immédiatement au Nord-Est du lac, qui ferme la lagune,

— l'autre à 3 km de la lagune, au départ de l'exutoire, qui ferme la grande dépression au NE du lac. Ce schéma correspond à la saison sèche. Bien qu'il soit à peu près impossible d'aller dans cette région en saison des pluies, il est possible d'estimer l'élévation du plan d'eau de la lagune grâce aux marques laissées par son niveau haut de stationnement.

On constate alors que les deux seuils ne sont plus marqués et que toute la nappe s'écoule directement du bassin vers le Poopo. Les deux seuils sont donc créés par une évaporation différentielle de la nappe, ce qui inverse son mouvement en deux endroits et délimite ainsi en saison sèche deux zones de concentrations des eaux.

Le mouvement ainsi déterminé n'affecte que la partie superficielle de la nappe. En profondeur l'écoulement se fait régulièrement depuis le bassin versant jusqu'au lac Poopo. Cela entraîne une stratification des eaux suivant leur salinité (fig. 7).

Conductivité de la partie superficielle de la nappe (fig. 7)

Les cartes d'isoconductivités appellent plusieurs remarques :

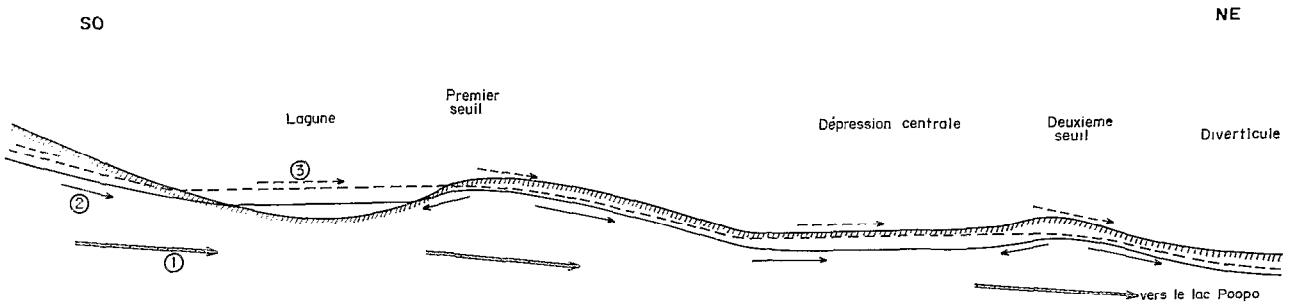


Fig. 6. — Section longitudinale schématique dans le salar de Jayu Kkota. Mouvement de la nappe. 1 : Composante principale du mouvement de la partie profonde de la nappe en saison sèche et en saison humide. 2 : Composante principale du mouvement de la nappe en saison sèche. 3 : Composante principale du mouvement de la nappe en saison humide. Les dimensions relatives des diverses unités (lagune, dépression, etc...) n'ont pas été respectées.

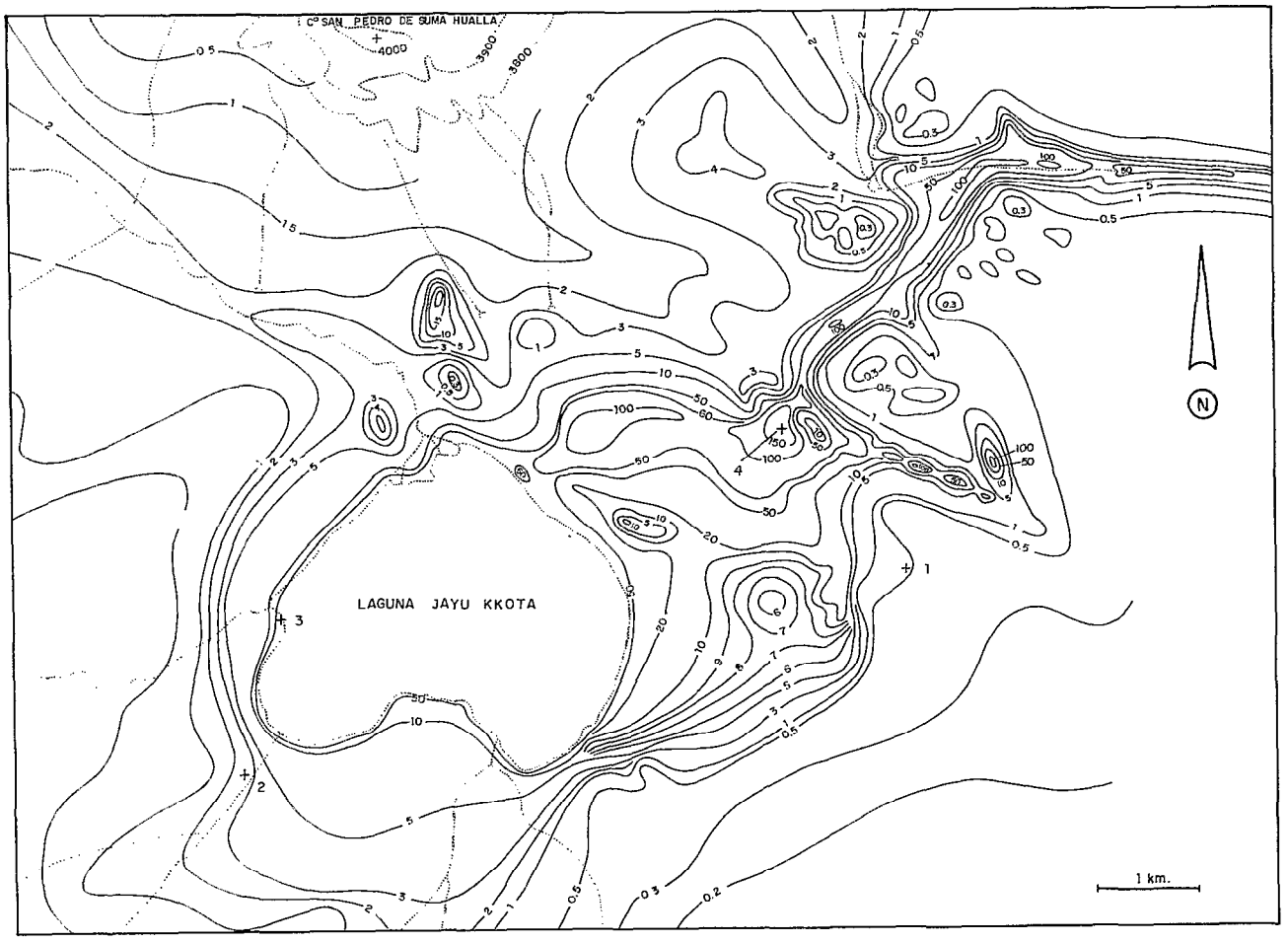


Fig. 7. — Courbes d'isoconductivité. Zone centrale. En millisiemens par cm : mS. cm-¹. Août-Septembre 1975.

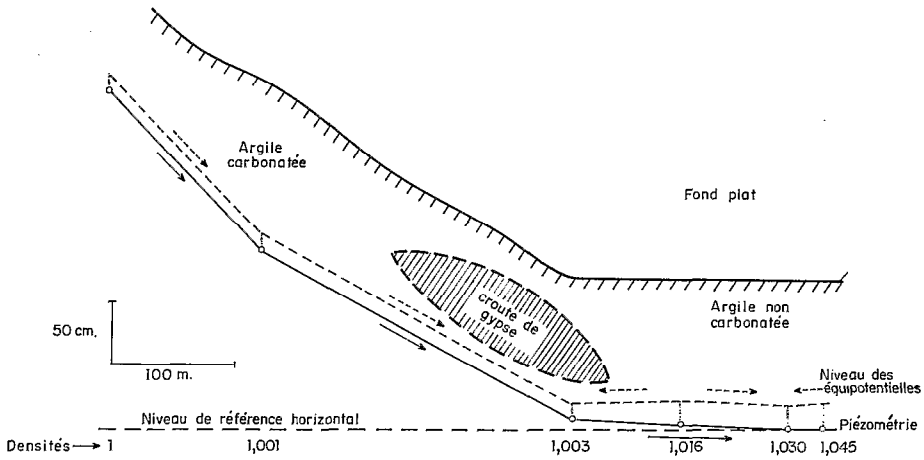


Fig. 8. — Niveau piézométrique en niveau équipotentiel. Coupe théorique dans le diverticule de Jayu Kkota. (On a pris comme hypothèse une épaisseur d'eau de 1 m.) L'écart entre le niveau piézométrique et le niveau équipotentiel a été amplifié pour la clarté de la figure.

— La zone de concentration maximale se trouve dans la dépression au NE du lac entre les deux seuils piézométriques (190 mS. cm^{-1}).

— La conductivité initiale de l'eau des deux nappes divergentes est élevée : 6 mS. cm^{-1}. Ces eaux baignent la roche très altérée de l'anticlinal souterrain.

— La lagune a une conductivité uniforme de 50 mS. cm^{-1}.

— Les variations de conductivités sont souvent rapides : la nappe se concentre brutalement en bordure de la lagune. Par contre les nappes divergentes se concentrent assez progressivement.

— Dans l'exutoire la conductivité diminue dans le sens de l'écoulement. La nappe salée se dilue dans les apports latéraux d'eaux douces.

— Au Sud du bassin une eau concentrée provenant de l'altération intense d'une roche semblable à celle de l'anticlinal se dilue dans la nappe générale.

— Les dunes provoquent des anomalies en alimentant en eau très douce (0,2 mS. cm^{-1}) les nappes salées. Celles-ci qui sont juste au Nord de la lagune font écran à la concentration des eaux du dôme Nord.

Ces cartes correspondent à l'année 1975, venant après une saison des pluies bien marquée.

En 1976, après une saison humide peu intense (novembre 1975-mars 1976) on a pu observer que :

— la lagune a une conductivité de 125 mS. cm^{-1}, soit 2,5 fois plus que l'année précédente ;

— dans la zone la plus concentrée (dépression NE) on atteint 170 mS. cm^{-1} contre 190 l'année précédente. Le niveau piézométrique est également beaucoup plus bas.

On a donc une tendance à l'inversion de salinité entre les deux niveaux de stationnement. Il n'est pas impossible que cette inversion se réalise parfois complètement à l'issue d'une longue période sèche.

Les schémas décrits ici correspondent donc à un cliché à un instant donné. Toute l'étude évolutive en fonction du temps reste à faire. On peut donc s'attendre à une grande complexité dans la répartition des sels.

Effet de densité

Les densités maximales mesurées sont de l'ordre de 1,14. Ce chiffre est cependant susceptible d'augmenter pendant les périodes très sèches. On observe des variations rapides de densité du fond des dépressions vers les bordures. Dans ce cas le mouvement de la nappe n'est plus défini par la piézométrie, mais par les courbes équipotentielles. Cependant pour les établir il faut connaître l'épaisseur de la tranche d'eau, ce que nous ignorons.

On peut calculer que pour une épaisseur d'eau comprise entre 1 et 2 mètres, pour une variation de densité de 1 à 1,14 l'équipotentielle correspondant à la saumure se trouve de 14 à 28 cm au-dessus de la surface piézométrique.

Au théodolite nous avons mesuré des dénivelés de cet ordre (fig. 8) pour les variations de densité correspondantes, ce qui nous amène à supposer, en faisant une hypothèse sur l'épaisseur de la nappe, que l'on peut avoir des nappes inclinées immobiles, autour des dépressions du salar. Ce phénomène, s'il a lieu, est certainement temporaire pendant les périodes très sèches.

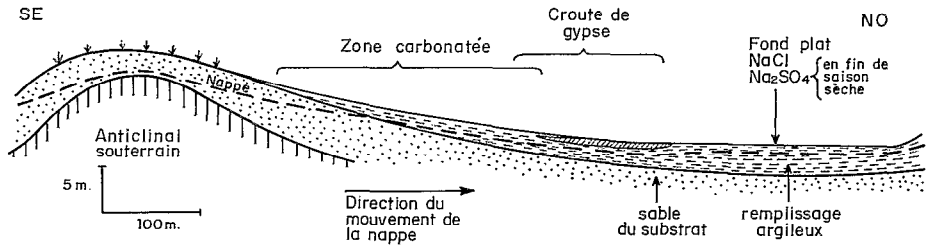


Fig. 9. — Coupe hydrogéologique schématique dans le salar de Jayu Kkota.

LES SELS

Inventaire et description

Le gypse: $CaSO_4$, $2H_2O$.

C'est l'espèce dominante de Jayu Kkota. On le trouve sous plusieurs faciès.

— En petites plages blanches ou jaunes claires farineuses dans l'argile;

— Par concentration de ces plages on passe à une couche compacte, qui s'indure en une croûte de 50 cm à 2 m d'épaisseur. Cette croûte et ces plages se trouvent dans les zones où la conductivité de l'eau est comprise entre 5 et 40 mS. cm^{-1} (environ 5 à 40 g/l de sels). Dans la zone centrale au salar, plus concentrée elle n'existe plus. La croûte de gypse forme donc une sorte d'anneau autour des dépressions (fig. 9 et 10);

— Dans la zone centrale concentrée ($\mu > 120$ mS. cm^{-1}) le gypse peu abondant constitue de petites lentilles cristallines claires (épaisseur : 1 cm). Le gypse, qu'il soit farineux ou cristallin se dépose de préférence dans les niveaux les moins oxydés. Ce n'est que lorsque ceux-ci sont saturés qu'il apparaît dans les autres niveaux;

— Localement le gypse forme des cristaux enchevêtrés (jusqu'à 5 cm) dans l'argile (exutoire) et dans le sable (dôme Nord) : « rose des sables ».

La halite: NaCl

Elle est très peu abondante. Elle constitue une pellicule superficielle de 1 mm au-dessus de l'argile. En début de saison sèche on la trouve plutôt au-dessus des nappes douces que des nappes salées. Après une longue période sèche, elle se concentre plutôt dans la dépression autour de la lagune. Elle cristallise localement en trémies de 1 à 5 mm.

La Thénardite: Na_2SO_4

Elle forme des cristaux en baguettes allongées de 1 à 10 cm dans les zones centrales. Ils tapissent les bordures de petites dépressions de quelques mètres de diamètre entourant au centre des cristaux de halite.

Les carbonates de calcium

Nous n'avons pas observé de minéraux bien constitués.

Certains niveaux sédimentaires peuvent être carbonatés au départ. Mais les sédiments en amont de la croûte de gypse sont bien plus carbonatés que ceux du fond du salar (fig. 9).

Interprétation

L'aspect de la croûte de gypse qui se superpose aux sédiments en place indique une origine par évaporation capillaire de la nappe. La halite et la thénardite, ainsi que les lentilles de gypse de la zone centrale se forment également de cette façon. Le support est presque toujours constitué par le placage argileux du bassin, le sable faisant écran à l'évaporation. Les racines de la yaretilla favorisent beaucoup la remontée capillaire.

Nous disposons de quelques résultats d'analyses d'eau qui permettent d'envisager une interprétation (Analyses de M. PINTA, Centre O.R.S.T.O.M. de Bondy). (Cf. tabl. I).

TABLEAU I

Composition chimique (p.p.m.) des eaux de la lagune Jayu Kkota

N°	mS. cm^{-1}	pH	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	SiO_2	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}
1	6,15	7,80	146,4	50	176	45,0	9,7	93	66,5	3,7
2	2,080	7,70	285,5	525	155	52,5	10,6	169	195	37,3
3	41,600	7,60	181,8	21 000	1 560	2,2	193	14 400	1 130	275
4	178,000	7,00	118,3	114 000	3 160	16,5	705	70 500	3 200	2 330

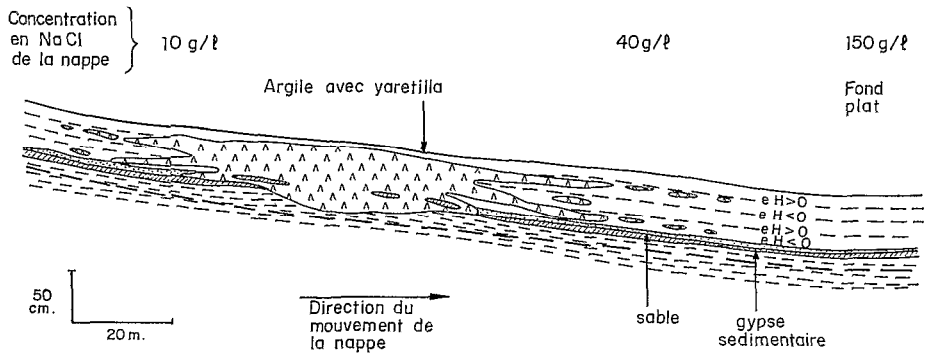


Fig. 10. — Aspect de la croûte de gypse de Jayu Kkota.

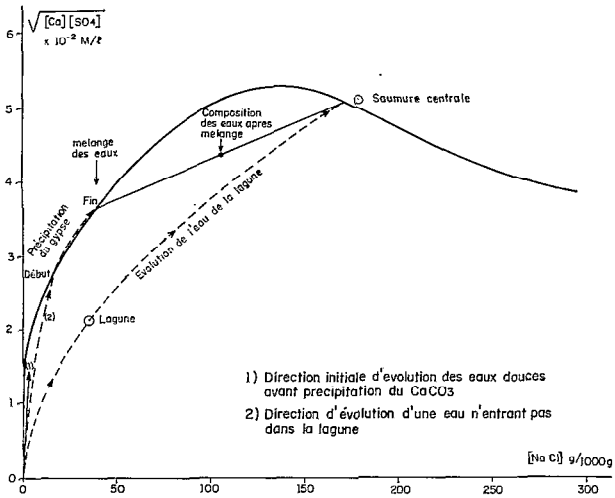


Fig. 11. — Courbe de solubilité de $CaSO_4$ en fonction de NaCl (d'après A. ALEX, *in* SCHOELLER). Mécanisme de la mise en place de la croûte de gypse de Jayu Kkota.

La formation du gypse va dépendre essentiellement du fait que sa solubilité est fonction de la concentration en chlorure de sodium.

La solubilité du gypse croît tout d'abord avec la teneur en NaCl, jusque vers 140 g/l, puis décroît pour des concentrations supérieures.

Sur la fig. 11 nous avons représenté la courbe de saturation $\sqrt{[Ca] \times [SO_4]}$ en fonction de [NaCl].

Lorsqu'une eau se concentre, son point représentatif sur ce diagramme se déplace sur une droite passant par l'origine, si aucun des ions considérés ne précipite. (En effet, si la concentration de chacun des ions est multipliée par un même cœfficient k, [NaCl] est multiplié par k et $\sqrt{[Ca] \times [SO_4]}$ par $\sqrt{k = k}$).

En réalité nous avons toujours une précipitation du carbonate de calcium, avant la précipitation du gypse. Cela va diminuer la concentration en Ca, ainsi que le terme $\sqrt{[Ca] \times [SO_4]}$. Donc le trajet du point représentatif d'une eau qui se concentre en éliminant du calcium va s'incurver vers la droite. Ce n'est plus une droite.

Cette courbure du trajet va retarder le moment où le point représentatif de la teneur en Na^+, Cl^-, SO_4^{2-}, Ca^{2+} de la solution qui se concentre, va rencontrer la courbe de saturation. Le gypse commence alors à précipiter, le point représentatif se déplace ensuite sur la courbe.

Nous avons représenté la direction théorique initiale d'évolution d'une eau douce entrant dans la lagune, et le point correspondant à la lagune. On a donc eu une incurvation importante du trajet. En effet la lagune est un milieu bien aéré, propice au dégagement du CO_2. Les carbonates peuvent donc précipiter activement et retardent le départ du gypse. Le trajet du point représentatif pourra couper la courbe de saturation, dans la partie descendante, pour des concentrations en NaCl supérieures à 140 g/l. On aboutit donc à une saumure centrale qui est saturée en gypse, sans avoir auparavant précipité ce minéral pour des concentrations inférieures en NaCl. Cette concentration commence dans la lagune et se poursuit dans la dépression centrale.

Nous avons également représenté la direction initiale théorique d'évolution d'une eau douce de bordure entrant directement dans la zone centrale sans passer par la lagune. La pente est la même que pour une eau douce entrant dans la lagune ; elles ont en effet pratiquement la même composition. Nous avons observé, dans ce cas, que le gypse commence à précipiter à partir d'une concentration en NaCl de 10 g/l. On a donc également une incurvation du trajet, mais bien moins forte que pour l'eau entrant dans le lac. Le point va se déplacer sur la courbe, le gypse précipitant jusque vers des teneurs de l'ordre de 40 g/l NaCl. Arrivée là, la précipitation s'arrête, parfois brutalement, parfois progressive-

ment. Comme aucun des deux ions Ca^{2+} et SO_4^{2-} ne tend à disparaître, on devrait avoir au contraire un renforcement de la précipitation du gypse.

Or ce point correspond à l'arrivée des solutions provenant des versants dans la zone centrale qui est beaucoup plus concentrée, alimentée par la lagune. On a donc un mélange de deux eaux saturées en gypse, mais à concentrations différentes en NaCl. Une construction géométrique très simple, faite en joignant les points représentatifs des deux eaux qui se mélangent, montre que l'eau résultante est toujours sous-saturée en gypse. Donc au contact des deux eaux, la précipitation du gypse s'arrête. Ce phénomène se poursuit également en bordure de l'exutoire. La croûte de gypse forme donc un anneau autour des zones les plus concentrées.

La mise en place des autres sels correspond bien au chimisme général de la nappe. On aboutit à une saumure du type Na-Cl-SO_4, avec comme sels principaux la halite (NaCl) et la thénardite (Na_2SO_4)

Conclusion

La localisation du gypse dans le paysage n'est pas due, comme on aurait pu le penser, à une zonation naturelle gypse-halite, mais à un phénomène hydrogéologique particulier : on se trouve en présence d'un mélange de deux eaux, ayant la même origine (nappes de bordure), mais ayant suivi deux trajets évolutifs distincts, l'un en surface, l'autre plus longuement souterrain, avant de se mélanger.

Manuscrit reçu au Service des Publications de l'O.R.S.T.O.M. le 29 mars 1978.

BIBLIOGRAPHIE

Ahlfeld (F.) et Branisa (L.), 1960. — Geologia de Bolivia. *Insl. Bol. Petro.*

Carmouze (J. P.), Arze (C.) et Quintanilla (J.), 1978. — Circulación superficial de materia (agua, sales disueltas) atraves del sistema fluvio-lacustre del Altiplano. La regulación hidrica e hidroquimica de los lagos Titicaca y Poopó. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol.*, vol. X, n° 1 : 49-68.

Fontes (J. Ch.), Servant (M.), 1976. — Dataciones radiometricas sobre el Cuaternario Reciente del Altiplano de Bolivia. *Primer Congreso Geológico de Bolivia*, Potosi, 1976 (sous presse).

Risacher (F.), 1976. — Reconocimiento de algunos salares del Altiplano boliviano. *Primer Congreso Geológico de Bolivia*, Potosi, 1976 (sous presse).

Schoeller (H.), 1962. — Les eaux souterraines. Masson, 642 p.

Servant (M.) et Fontes (J. Ch.), 1978. — Datation par le ^{14}C du dernier grand lac quaternaire de l'Altiplano bolivien. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol.*, vol. X, n° 1 : 9-23.

EL PLIO-CUATERNARIO DE LA REGION DE LA PAZ (ANDES ORIENTALES, BOLIVIA).

O. BALLIVIÁN*, J. L. BLES**, M. SERVANT***

* *Convenio UMSA-O.R.S.T.O.M., cajón postal 8714, La Paz y Consultora Prudencio Claro y Asociados, La Paz, Bolivia*
** *Bureau de Recherches géologiques et Minières, Orléans, France*
*** *Universidad Mayor de San Andrés y Misión O.R.S.T.O.M. en Bolivia, cajón postal 8714, La Paz, Bolivia*

RESUMEN

La región de La Paz ofrece un corte completo del Plio-Cuaternario en los piedemontes altiplánicos de los Andes Orientales. Este corte nos permite observar:

— Una serie continental de más de 500 m de espesor, pliocénica por lo menos en su parte inferior. Estos depósitos parecen asociados a un solevantamiento relativo de los relieves río arriba y a una subsidencia de la cuenca de sedimentación evaluada en 0,1 mm/año como promedio mínimo.

— Una fase de erosión (interrumpida por lo menos por una fase de alteración) que podría estar asociada con la apertura río abajo de la depresión del lago Titicaca.

— Depósitos glaciales típicos atribuídos a dos glaciaciones antiguas cuya existencia indica que los Andes Bolivianos habían alcanzado más o menos a las alturas actuales.

— Un pedimento bien desarrollado donde se ubican testigos de pedogénesis y alteración.

— Acumulaciones morénicas atribuídas a una glaciación recientemente identificada con glaciales de piedemonte.

— Amplias fases de disección que desarrollaron los valles actuales. Estos últimos ofrecen río arriba testigos glaciales indicativos de dos oscilaciones glaciales positivas probables.

RÉSUMÉ

La région de La Paz offre une coupe complète du Plio-Quaternaire sur les piedmonts occidentaux de la Cordillère Orientale des Andes Boliviennes. Cette coupe permet d'observer:

— Une série continentale de plus de 500 m d'épaisseur, d'âge pliocène au moins dans sa partie inférieure. Son dépôt paraît associé à un soulèvement relatif de la Cordillère et à une subsidence du bassin de sédimentation évaluée à 0,1 mm/an au minimum.

— Une phase d'érosion (interrompue par au moins une période d'altération) qui pourrait être en relation avec l'ouverture en aval de la dépression du Lac Titicaca.

— Des dépôts glaciaires attribués à deux glaciations anciennes dont l'existence indique que les Andes avaient atteint approximativement leurs altitudes actuelles.

— Un glacis d'ablation sur lequel subsistent des témoins d'altération et de pédogenèse.

— Des dépôts morainiques caractéristiques de glaciers de piedmont.

— Plusieurs phases successives de creusement ayant abouti à l'individualisation des vallées actuelles. Celles-ci conservent en amont quelques témoins morainiques probablement attribuables à deux pulsations glaciaires positives.

The Plio-Quaternary in La Paz area (Eastern Andes, Bolivia)

SUMMARY

A complete section of the Plio-Quaternary can be observed near La Paz on the western foothills of the Eastern cordillera of Bolivian Andes. This section shows the following:

— A continental series which is more 500 m (1,640 ft) thick, of pliocene age at least in its lower section. Its settlement seems to be related to a relative uplift of the Cordillera and to a subsidence of the basin of deposition which can be evaluated to at least 0.1 mm a year (0.0039 in.).

— An erosion phase (interrupted by at least one period of weathering) which could be related to the downstream opening of Titicaca Lake depression.

— Glacial deposits ascribed to two old glaciations the occurrence of which indicates that the Andes had approximately reached their present altitudes.

— An ablation slope on which weathering and pedogenesis remains still exist.

— Morainic deposits which are characteristic of piedmont glaciers.

— Several successive cutting phases which have lead to the individualization of present valleys. These keep some upstream morainic remains which can probably be ascribed to a pair of positive glacial pulsations.

ПЛИО-ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД РАЙОНА ЛА ПАС (ВОСТОЧНЫЕ АНДЫ, БОЛИВИЯ)

РЕЗЮМЕ

Район Ла Пас являет полный разрез плио-четвертичного периода на западных предгорьях Восточной Кордильеры боливийских Анд. В этом разрезе наблюдаются :

— Континентальная серия, мощностью в более 500 м, плиоценового возраста по крайней мере в нижней части. Отложение ее повидимому связано с относительным поднятием Кордильеры и с оседанием осадочного бассейна, которое оценивается по меньшей мере в 0,1 мм/год.

— Эрозионная фаза (прерванная по крайней мере одним периодом выветривания), которая могла быть в связи с открытием, вниз по течению, котловины озера Титикака.

— Ледниковые отложения, отнесенные к двум древним оледенениям, существование которых показывает что Анды приблизительно достигли тогда своих нынешних высот.

— Скат сноса, на котором пребывают останцы выветривания и почвообразования.

— Мореновые отложения, характерные для ледников на предгорьях.

— Несколько последовательных фаз углубления приведших к дифференциации современных долин. Последние сохранили, вверх по течению, несколько мореновых останцев, которые вероятно можно отнести к двум положительным ледниковым пульсациям.

Introducción

Los Andes Bolivianos incluyen dos altas cadenas montañosas que culminan a 7 000 m de altura. Estas cadenas (Cordillera Oriental y Cordillera Occidental) están separadas por cuencas endorréicas (Altiplano) situadas entre 3 600 y 4 500 m s.n.m. La región de La Paz está ubicada en el borde NE del Altiplano al pie de la Cordillera Oriental, ofreciendo un perfil completo del Plio-Cuaternario. Este perfil fué reconocido por Troll *et al* (1935). Luego fué estudiado por Dobrovolny (1962) en las cercanías de la ciudad. Una reinterpretación fué presentada por Servant (1977) tomando en cuenta el cuadro general del Plio-Cuaternario de todo el Altiplano. Un estudio sistemático realizado por ocho

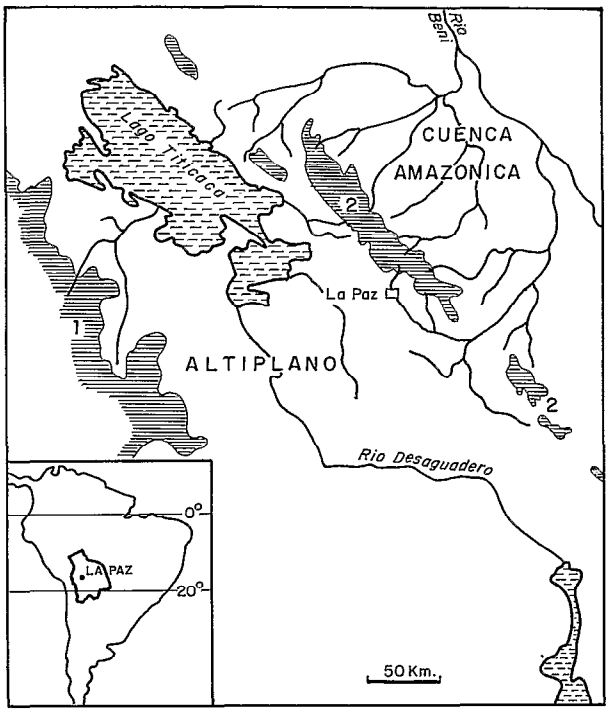


Fig. 1. — Mapa general de Ubicación.
(1) Cordillera Occidental. (2) Cordillera Oriental.

geólogos (1) para el plan de desarrollo urbano de la ciudad de La Paz ha precisado el esquema de Servant presentando ilustraciones como ser : cortes y mapeo completo al 1/10 000 (Bles *et al*, 1977a y b ; Malatrait, 1977).

El objeto de la presente publicación es de dar un resumen de los conocimientos estratigráficos actuales sobre los perfiles de La Paz. Los datos neotectónicos no serán expuestos en el presente trabajo (ver Lavenú, 1977 a, b).

Los piedemontes de la Cordillera Oriental corresponden a una acumulación potente de depósitos plio-cuaternarios. En la zona de La Paz una disección muy amplia (500 m) ocurrió durante el Cuaternario reciente en relación con una erosión regresiva que se ha desarrollado a partir de la cuenca amazónica — un afluente del río Beni cortó la Cordillera Oriental y capturó una parte de la red hidrográfica del Altiplano. El nivel de base bajó casi 3 000 m facilitando la erosión y el ahondamiento de los valles de tal manera que se pueden observar a las formaciones plio-cuaternarias con la totalidad de sus espesores (más de 1 000 m).

Secuencias post-miocénicas anteriores a la primera glaciación

Secuencias de depósito

La región de La Paz se ubica en una zona de afloramientos de depósitos continentales post-miocénicos que se extienden en forma amplia en la parte Oriental del Altiplano (fig. 2). Estos depósitos en su base fueron datados en 5.5 MA por el método K/Ar al SW de Cañaviri (Everden *et al.*, 1966).

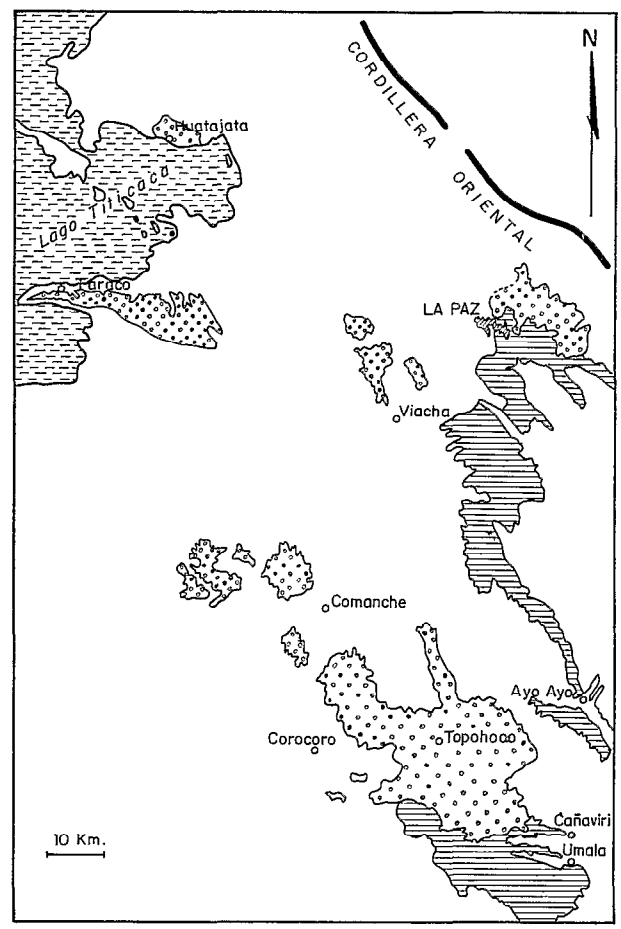


Fig. 2. — Croquis de extensión de las formaciones aflorantes post-miocénicas en el Altiplano Norte (según mapas geológicos existentes y comunicación verbal Martinez). (1) Depósitos bien estratificados areno-arcillosos. (2) Conglomerados dominantes.

(1) El equipo de geólogos que ha trabajado durante ocho meses bajo la responsabilidad del « Bureau de Recherches géologiques et Minières » fué la siguiente :
BRGM : J. L. Bles, A. Malatrait.
Alcaldia de La Paz : A. Alvarez, O. Bustillos, N. Otazo.
Consultora Prudencio Claro y Asociados : O. Anzoleaga, O. Ballivián, H. Hochstatter.

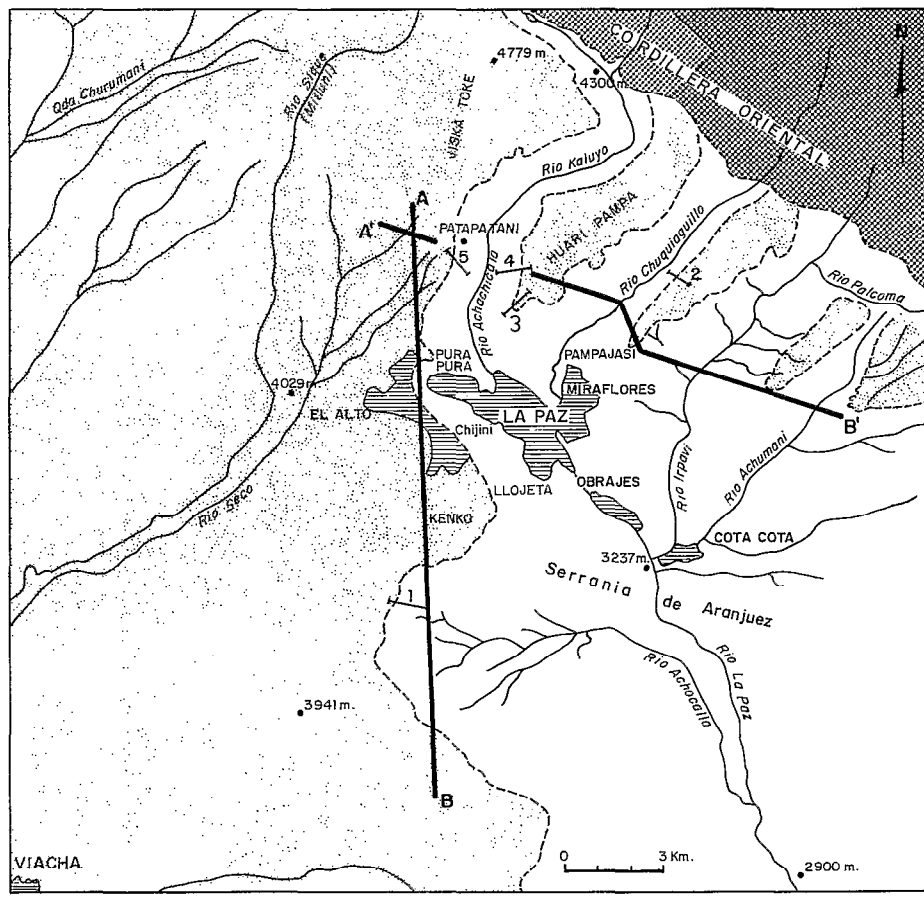


Fig. 3. — Zona de La Paz. Mapa de ubicación. (1) Ubicación del corte 1 A-B Ubicación del corte A-B.

Incluyen varias unidades litoestratigráficas llamadas en la nomenclatura local Formaciones Umala, Topohoco, Taraco, La Paz, etc.

La Formación Umala contiene yacimientos de Vertebrados cuyas asociaciones endémicas en América del Sur, están atribuidas al Plioceno (HOFFSTETTER *et al.*, 1971 ; VILLARROEL inéd.). En el corte de Ayo-Ayo, en el SE de La Paz, los yacimientos Pliocénicos se sitúan por debajo de depósitos fosiliferos cuyos Vertebrados presentan afinidades con la fauna Norte Americana. Este cambio paleontológico corresponde de manera convencional con el límite Plioceno/Pleistoceno y coincide con la intercalación de una cinerita.

Las formaciones post-miocénicas se presentan en dos facies distintas ; la primera cuyo ejemplo está dado por la Formación Umala es sobre todo litológicamente arcillosa, arenosa y esta bien estratificada, la segunda es esencialmente conglomerádica (Formación Topohoco). En las interpretaciones anteriores, estos conglomerados son presentados como posteriores a los depósitos finos y además discordantes sobre estos y sobre las formaciones más antíguas (mapas geológicos 5941, 5942, etc. Servicio Geológico de Bolivia).

Las dos facies están representadas en la zona de La Paz. Los conglomerados afloran al E de la ciudad (Irpavi, Achumani, etc.). Los depósitos arcillosos-arenosos bien estratificados se ubican al S y SE (Achocalla) y al N (río Achachicala). Pueden incluir capas de conglomerados con elementos redondeados esencialmente graníticos.

Las dos unidades litoestratigráficas presentan pasajes laterales hecto ó kilométricos en forma de interdigitaciones (SERVANT, 1977) visibles por ejemplo en la zona de Cota Cota alto. Ellas pertenecen a la misma unidad estratigráfica, es decir a la Formación La Paz (fig. 7). Los pasajes laterales mencionados fueron puestos en evidencia en otros sectores del Altiplano. Por ejemplo se observaron

entre la Formación Umala y la base de la Formación Topohoco al N de la población de Cañaviri (LAVENÚ y SERVANT, inéd.).

La Formación La Paz presenta un espesor superior a los 500 m. Contiene en su base fósiles de Vertebrados que indican una edad pliocénica (VILLARROEL, 1978). Esta formación incluye varios niveles de cinerita, uno de los cuales situado en la parte superior (cinerita Chijini) se presenta con mayor espesor (2-3 m) y en forma contínua dando una guia estratigráfica local. Contrariamente a interpretaciones anteriores (DOBROVOLNY, 1962) que admitían la existencia de una superficie mayor de erosión por debajo de la cinerita, nuevas investigaciones han dado como resultado que esta capa volcánica se encuentra interestratificada en la Formación La Paz (Achocalla, Achachicala).

En Achocalla los conglomerados de la Formación La Paz, se desarrollan de manera dominante por encima de la Cinerita Chijini. Por el contrario, en la parte NE de La Paz, los conglomerados aparecen en la parte inferior de la columna debajo de la cinerita y representan la mayor parte de la Formación La Paz (fig. 4). De tal manera se puede concluir que los depósitos gruesos invadieron progresivamente la zona de sedimentación a partir del N ó del NE.

El mismo fenómeno pudo manifestarse en otras partes del Altiplano. Los conglomerados posiblemente invadieron las cuencas sobrepasando las zonas iniciales de sedimentación, para luego depositarse sobre terrenos plegados antepliocénicos. De esta manera se explica la discordancia cartográfica existente en la base de los conglomerados.

Secuencias de erosión y alteración

La Formación La Paz está cortada en su parte superior por una superficie de erosión. Esta superficie fué retrabajada por fases posteriores de erosión (Achocalla) o recubierta por depósitos fluviales o glaciales (río Achachicala), siendo su definición difícil en términos morfológicos.

Testigos de alteración y paleosuelo se ubican en esta superficie de erosión. Uno de ellos se sitúa en Pura-Pura (BLES *et al.*, 1977). Otro es visible al W de Milluni en la Quebrada Churumani. El perfil de alteración, con potencia de 15 m por lo menos, se desarrolla dentro de conglomerados con capas lenticulares de limos y arenas. Estos conglomerados pueden ser atribuídos según la litología a la Formación La Paz o a depósitos fluviátiles más recientes que se estudiarán más adelante (Formación Purapurani). Sin embargo, y considerando que los conglomerados descansan directamente sobre el Paleozoico, es probable que pertenezcan a la Formación La Paz. Además, los depósitos situados por encima presentan una evolución litológica característica de la primera glaciación (Calvario).

En el perfil, los granitos, dominantes en el conglomerado, se encuentran alterados de tal manera que algunos de ellos constituyen arena. En la parte superior, es visible un horizonte de acumulación arcillosa y ferruginosa de 4 m de espesor. Las gravas de granito desaparecen en la parte alta de este horizonte quedando sólo fragmentos de esquistos y elementos de cuarcita ; estos últimos elementos están alterados en la parte periférica.

LAS GLACIACIONES ANTIGUAS

Por encima de la superficie de erosión que corta a los sedimentos de la Formación La Paz se ubican depósitos glaciales o fluviátiles cuya potencia alcanza como máximo 500 m. Estos depósitos fueron erosionados y eliminados por completo al Sud de La Paz por efecto de la individualización de un pedimento (*glacis* III, SERVANT, 1977 ; nivel 4 de erosión, fig. 6, BLES *et al.*, 1977).

Primera glaciación (Formación Calvario, DOBROVOLNY, *1962)*

La formación Calvario incluye depósitos glaciales y depósitos fluvio-glaciales o fluviátiles. Los sedimentos glaciales alcanzan espesores máximos de 80 hasta 100 m. En la zona del río Achachicala, comprenden bloques y clastos con una matrix muy arcillosa de color gris oscuro o amarillo grisáseo, observándose clastos fasetados y una gran mayoria de estriados. Es posible encontrar alguna vez lentes estratificados y menos arcillosos.

En la mayoria de los cortes naturales los sedimentos glaciales se asientan encima de depósitos fluviátiles de 1 m hasta 10 m de espesor. Estos ultimos incluyen capas intercaladas con límites difusos de conglomerados caracterizados por una matrix arcillosa. Los clastos, muy mal clasificados, no presentan estrias de tal manera que no pueden ser relacionados a un ambiente glacial ; más bien se trataría de « lavas » de barro.

En el río Kaluyo (zona de Patapatani) se pueden observar sedimentos glaciales y fluvioglaciales por debajo de una cinerita lenticular que alcanza como máximo 3 m de espesor. En las interpretaciones de DOBROVOLNY (1962), esta cinerita fué correlacionada con la Chijini de la Formación La Paz, de tal manera que los depósitos glaciales situados por debajo fueron atribuidos a una glaciación (Patapatani) más antígua que la de Calvario. En realidad la cinerita de Patapatani está ubicada a 80 m por encima de la cinerita Chijini que es subhorizontal en toda la cuenca. Su posición topográfica coincide más o

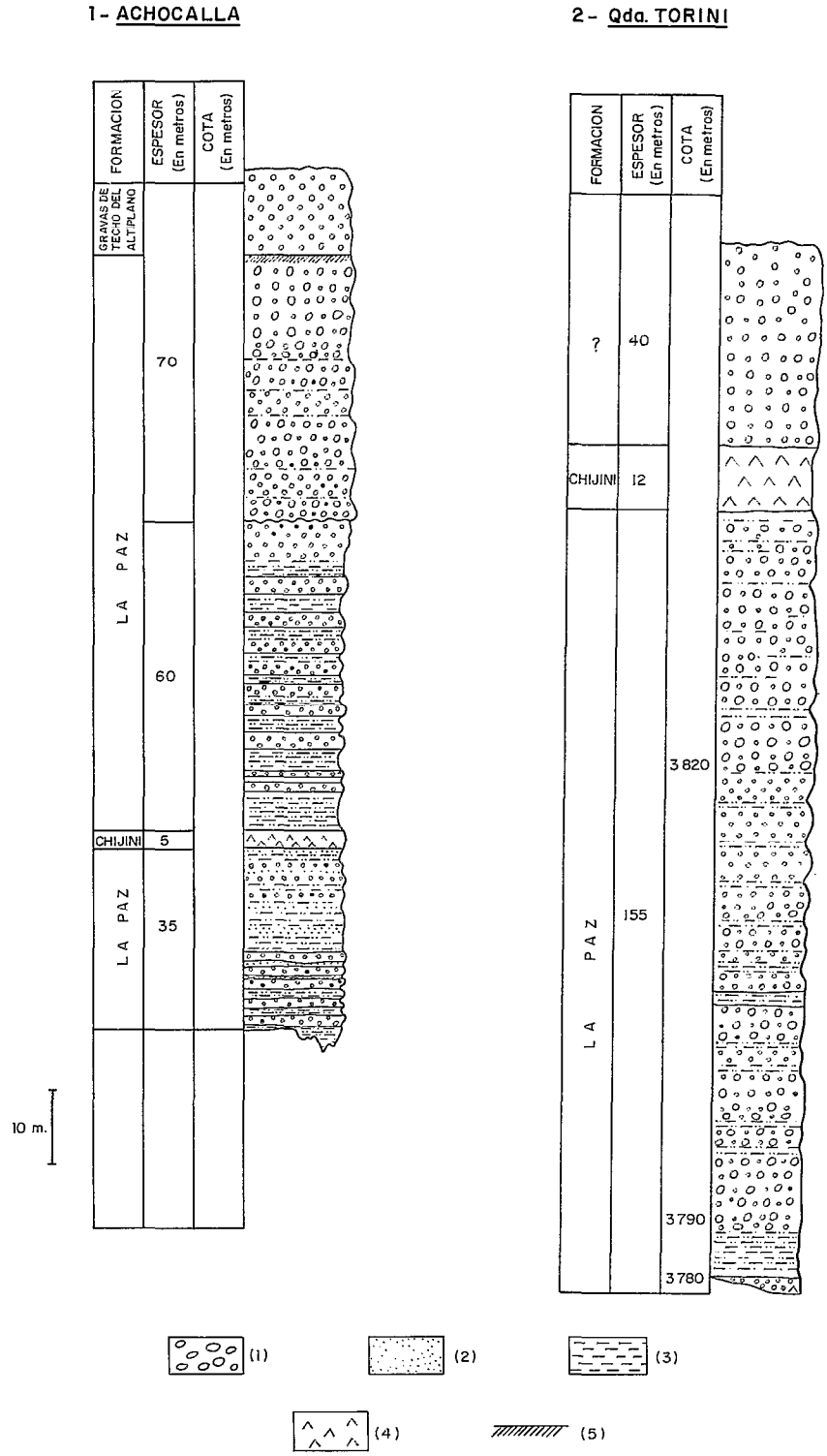


Fig. 4. — Ejemplos de sucesión litológica de la Formación La Paz, según informes consultoras BRGM-BCOM. (1) Conglomerados. (2) Arenas. (3) Limos y arcillas. (4) Cinerita. (5) Horizontes y superficies de alteración.

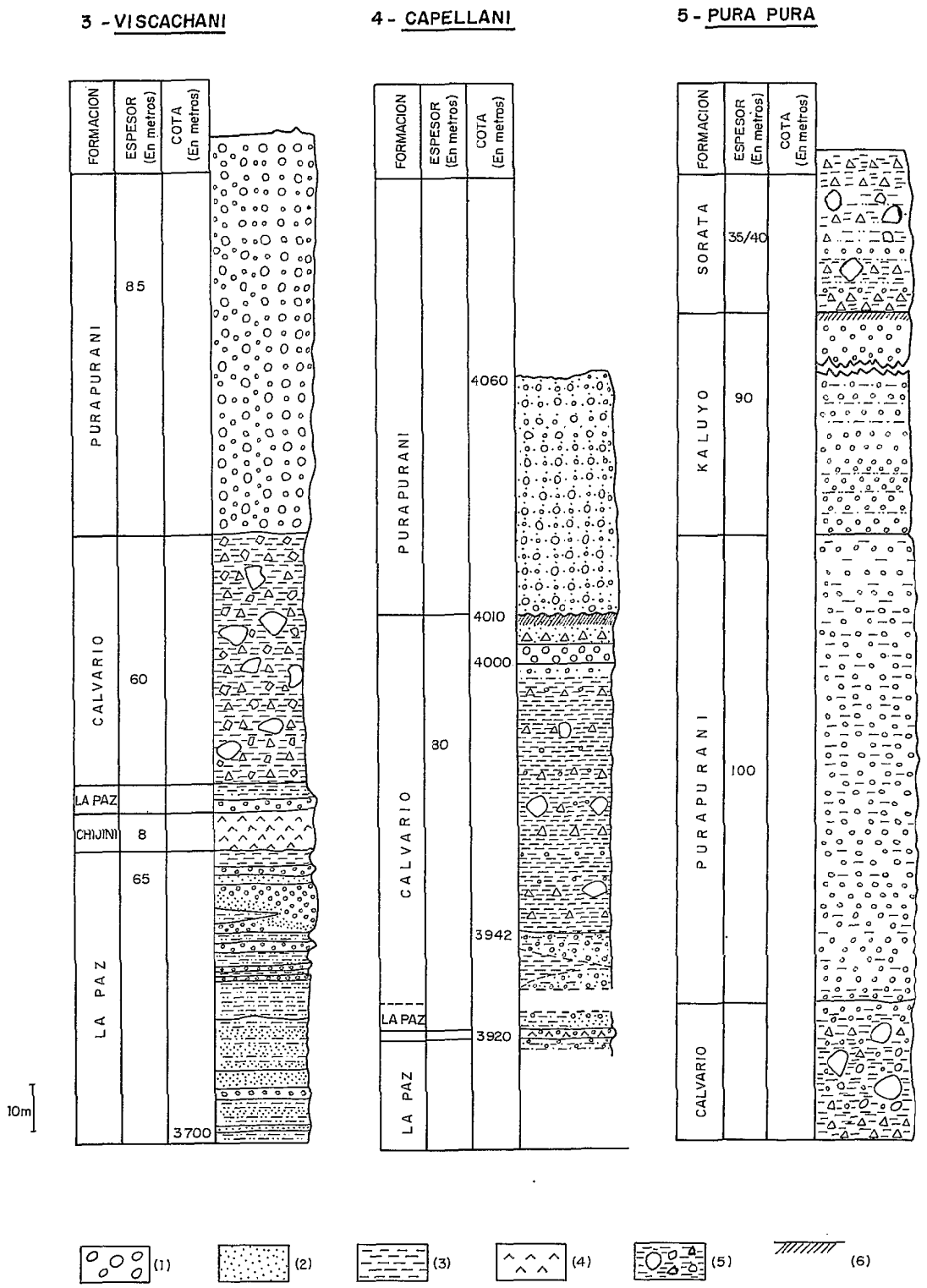


Fig. 5. — Ejemplos de sucesión litológica en las formaciones glaciales e interglaciales antiguas. (1) Conglomerados fluviátiles. (2) Arenas. (3) Limos y arcillas. (4) Cinerita. (5) Tilitas. (6) Niveles de erosión y horizontes de alteración.

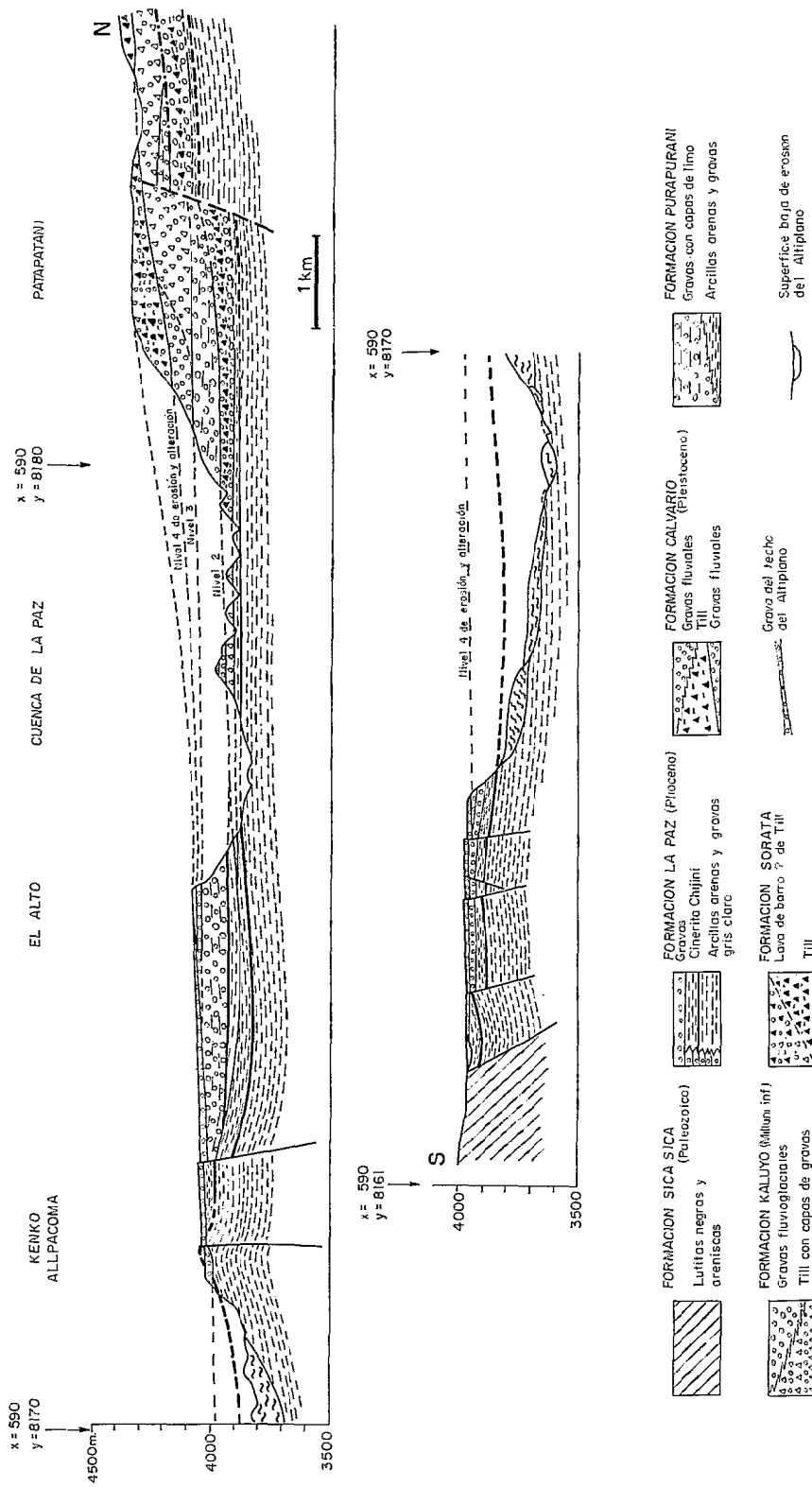


Fig. 6. — Corte geológico N-S (A-B) del plio-cuaternario de La Paz, según informes BRGM-BCOM (BLES y al, 1977). Para una explicación esquemática ver SERVANT (1977, fig. 2).

menos con el tope de la Formación Calvario que aflora a un kilometro aguas abajo. Los depósitos glaciales situados por debajo de ella pertenecen a Calvario. La cinerita de Patapatani no puede ser relacionada con la Chijini. Se trata de una capa más reciente que se depositó después de la glaciación Calvario.

Interglacial Calvario/Kaluyo

Según DOBROVOLNY, la Formación Calvario es cortada por «una superficie de erosión plana e inclinada hacia el SW». Esta superficie, que es difícil poner en evidencia a la escala de los afloramientos, puede en efecto explicar la desaparición de la Formación Calvario hacia el S y SE (nivel 2 de erosión, figs. 6 y 7). La cinerita de Patapatani donde se pueden observar gravas de granitos se depositó sobre esta superficie en un ambiente fluviatil.

Por encima de la Formación Calvario se encuentran depósitos fluviales conocidos con el nombre de Formación Purapurani, que puede alcanzar 400 m de espesor (DOBROVOLNY, 1962). Se trata de conglomerados con elementos redondeados. En la zona del río Achachicala (corte de auto pista La Paz-El Alto) la parte inferior de la Formación Purapurani incluye intercalaciones de gravas con matrix arcillosa («lava» de barro?) y niveles de paleosuelos con horizontes de acumulaciones arcillosas. Por debajo del Alto, en Chijini y Llojeta, la Formación Purapurani muestra en su base depósitos lacustres litológicamente similares a la Formación La Paz (BLES *et al.*, 1977).

Una superficie de socavamiento *(ravinement)* fué encontrada por DOBROVOLNY en el tope de la Formación Purapurani. Los cortes establecidos por BLES *et al.* indican que esta superficie corresponde en realidad a una fase importante de erosión (nivel 3, fig. 6). Esta última explica la desaparición de la Formación Purapurani en algun sector de la cuenca por ejemplo en el valle del río Kaluyo (región de Patapatani).

La segunda glaciación (Formación Kaluyo, SERVANT, *1977)*

Los depósitos que siguen a los de Purapurani son de carácter glacial y corresponden a la Formación Milluni de DOBROVOLNY. Pero en esta Formación se pueden distinguir dos formaciones glaciales separadas por un nivel de erosión y alteración. Se tratará an este párrafo solamente de los sedimentos anteriores a este nivel y llamados Kaluyo.

Al N del descenso del acueducto de Achachicala la Formación Kaluyo, cuyo espesor parece ser de 100 a 150 m en promedio, corresponde a un till compuesto de depósitos glaciales en los cuales se encuentran unas capas fluvio-glaciales.

Al S del acueducto de Achachicala, la Formación Kaluyo parece representada unicamente por gravas sin matrix arcillosa. Se trataría de gravas fluvioglaciales que se habrían depositado frente de los glaciales. Sin embargo la discontinuidad de los afloramientos no permite establecer con seguridad la relación estratigráfica con los depósitos glaciales situados río arriba.

INTER-GLACIAL KALUYO/SORATA Y LA GLACIACIÓN SORATA

Secuencias de erosión y alteración

Después de la glaciación Kaluyo, los piedemontes de la Cordillera Oriental fueron sometidos a la acción de una erosión cuyo efecto está representado por un pedimento que corta según las zonas en forma indistinta terrenos paleozoicos, pliocénicos o cuaternarios (pedimento III, SERVANT, 1977 ; nivel 4 de erosión, fig. 6). Una disección posterior ocurriba al pie mismo de la Cordillera aisló el pedimento de los relieves por ejemplo al S y SE del cerro Chacaltaya asi como en la zona del río Palcoma. Este fenómeno de disección río arriba favoreció la conservación río abajo del pedimento en su aspecto primitivo.

La superficie de ablación conserva en muchos sectores testigos de alteración y pedogenesis. Estos últimos se caracterizan por la presencia de un horizonte rojo con acumulación ferruginosa.

Al W de Milluni y quizás en el mismo valle de Milluni el pedimento III fué disectado por erosión fluviatil antes de la glaciación siguiente. La disección que alcanza 30 m o 40 m constituye la primera etapa de la individualización de la red hidrográfica actual.

La tercera glaciación (Sorata, SERVANT, *1977)*

A ambos lados del río Kaluyo se observan relieves morénicos (Jiska Toke) amplios en forma de lomas que corresponden a acumulaciones glaciales laterales. Estas morenas atribuídas a la glaciación Sorata (1) parecen sobrepuestas al pedimento III

(1) Glaciación Sorata corresponde a glaciación Chacaltaya, término utilizado en una conferencia preliminar (SERVANT, 1976) y utilizado en los informes de BRGM. El cambio se efectuó por ser la parte alta del río Sorata el lugar típico al SW del Illampu (SERVANT y USELMANN, en preparación).

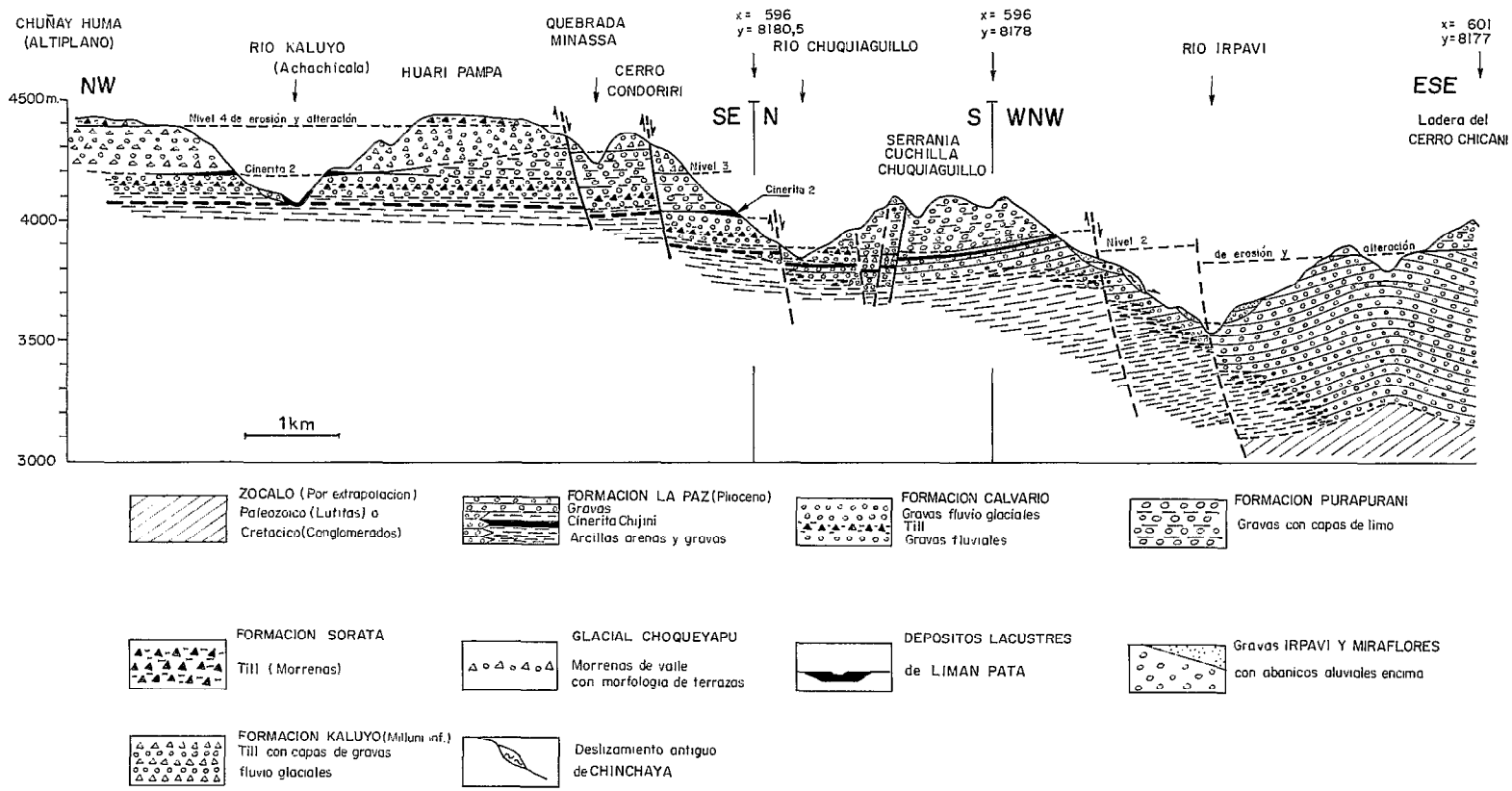


Fig. 7. — Corte geológico (A^1-B^1) aproximadamente NW-SE del Pliocuaternario de La Paz, según informes BRGM-BCOM (BLES y al).

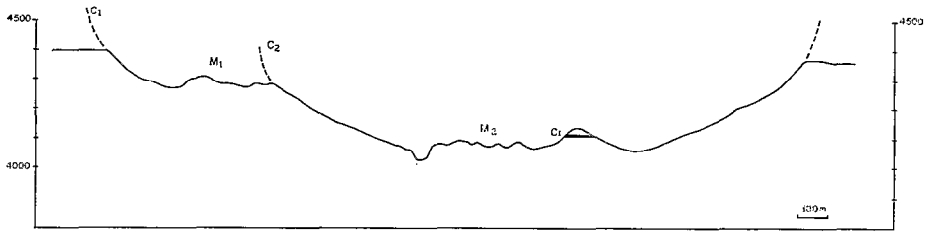


Fig. 8. — Perfil transversal del río Kaluyo zona de Patapatani. Leyenda en el texto.

pero las condiciones de alforamiento no permiten observar el contacto entre el depósito glacial y la superficie de erosión. Un argumento morfológico nos permite confirmar que las morenas son posteriores al pedimento ; al Este de Milluni en la quebrada Churumani las morenas Sorata se han depositado después de una disección local del pedimento y se encuentran entonces en posición topográfica más baja que este último.

Al W del río Achachicala, la superficie del pedimento III es recubierta por un depósito de 1 m hasta 10 m de espesor caracterizado por bloques y clastos estriados con matrix generalmente muy arcillosa. Tomando en cuenta la ausencia de las formas morénicas típicas, este depósito no puede ser atribuído a un ambiente directamente glacial. Más bien podría atribuirse a una « lava » de barro (Dollfus, com. verbal) retrabajando las acumulaciones morénicas de la glaciación Sorata situadas aguas arriba.

La individualización de los valles actuales y la última glaciación

Después de la glaciación Sorata, los piedemontes de la Cordillera Oriental fueron disectados por una erosión fluvial en parte ligada a un descenso del nivel del lago Titicaca (Servant y Fontes, 1978). La disección es evaluada en 50 m como máximo. Sin embargo fué mucho más importante en la zona de La Paz en relación con la captura de la red hidrográfica de esta zona por un afluente del río Beni de la cuenca amazónica.

Evolución de las partes altas de los valles de La Paz. La glaciación Choqueyapu (Troll et al., 1935)

Los valles en vía de individualización fueron ocupados por glaciales en sus partes altas.

El valle del río Kaluyo presenta en la región de Patapatani un perfil transversal (fig. 8) que fué interpretado por Troll *et al.* (1935) de la siguiente manera. Después de una primera fase de disección C_1 un glacial ocupó el fondo del valle ; los relieves M_1 corresponderían a testigos de morenas laterales. Una nueva fase de disección (C_2), ligada a un receso del glacial dió el perfil actual, luego que un último avance glacial elaboró los relieves de acumulación morénico M_2.

En esta interpretación que fué tomada por Dobrovolny (1962), los depósitos glaciales M_2 tendrían un espesor grande atribuidos a una acumulación frontal. En realidad se observa en la parte superior de estos depósitos la cinerita (Ci) que en las cercanias se ubica en la parte más alta de la Formación Calvario. En consecuencia estos depósitos corresponden a un testigo de los depósitos glaciales Calvario. Según Goguel (1976) este testigo sería en realidad un derrumbe proveniente del flanco E del valle. Finalmente y según Servant, sólo la parte superficial de M_2 puede atribuirse al último avance glacial.

Parece entonces que sería posible individualizar dos avances glaciales sucesivos (Choqueyapu I y II) en el río Kaluyo. Las interpretaciones geomorfológicas de Malatrait (1977) en la parte alta del mismo valle llegan a la misma conclusión.

Evolución de los valles aguas abajo

La observación de la morfologia actual parece indicar que el ahondamiento de los valles fué interrumpido tres veces. Los estudios anteriores (Troll *et al.*, 1935, Dobrovolny, 1962) han individualizado tres « terrazas » sucesivas : la terraza Pampajasi a unos 300 m por encima del río actual, la terraza Irpavi (±260 m), la terraza Miraflores (±30 a 60 m). A unos pocos metros por encima de los ríos actuales se puede observar una terraza baja.

El nivel Pampajasi queda bajo la forma de un solo testigo de gravas cuyo espesor varía de 0 a 20 m o más. Estas gravas, atribuidas a una terraza de río (Troll *et al.*, 1935), puede corresponder más bien a un deslizamiento antíguo ubicándose sobre una superficie de erosión (Bles *et al.*, 1977) (1).

(1) Los deslizamientos, derrumbes, etc. tienen un papel muy importante en la morfología de los valles de La Paz. Para una descripción detallada, ver informes técnicos de BRGM (1977).

El nivel Irpavi todavía es imperfectamente conocido puesto que los testigos son muy estrechos. Se caracteriza por la presencia de abanicos bien desarrollados visibles en el flanco W del valle de Irpavi.

El nivel Miraflores mucho mejor conservado con respecto a los anteriores, es observable en todos los valles. Corresponde a una acumulación de gravas y bloques con matrix arenosa. Esta última en algunas partes se torna arcillosa lo que sugiere depósitos procedentes de « lavas » de barro. La terraza Miraflores está caracterizada aguas arriba, por un desarrollo muy marcado de abanicos en sus bordes laterales.

Una « lava » de barro muy espectacular originada en el valle de Achocalla afluente del río La Paz se depositó después de las gravas Miraflores. Esta « lava » de barro bloqueó el curso del río La Paz y un lago se individualizó aguas arriba (DOBROVOLNY, 1962).

Las relaciones cronológicas con las morenas situadas río arriba son muy difíciles de establecer tomando en cuenta el carácter aislado de los testigos. Como primera hipótesis SERVANT correlaciona la superficie de erosión de Pampajasi con un pedimento (pedimento IV) individualizado en otras áreas, en el último interglacial (Sorata/Choqueyapu). MALATRAIT (1977) correlaciona el nivel Pampajasi con la época interestadial Choqueyapu I y II.

La terraza Miraflores parece estar cronológicamente mejor situada. DOBROVOLNY la correlaciona con el período de receso de la última glaciación. En efecto se puede comprobar que esta terraza se prolonga río arriba en los valles que fueron ocupados por glaciales.

Una fase de disección siguió al depósito de las gravas Miraflores y de la « lava » de barro de Achocalla. Se depositaron, en el nuevo perfil individualizado, las gravas de la terraza baja. Aguas arriba (Kaluyo) estas gravas se sitúan por debajo de limos y turbas de más o menos 4 m de espesor. Uno de los niveles de turba fué datado por el método del carbono 14 dando 9 500 años B.P. (DOBROVOLNY, 1962).

PRINCIPALES DATOS OBTENIDOS Y PERSPECTIVAS DE INTERPRETACIÓN

Modificaciones topográficas en relación con los movimientos tectónicos

El corte de La Paz nos señala claramente que la cuenca sedimentaria situada al pie de la Cordillera Oriental fué progresivamente invadida por depósitos gruesos conglomerádicos. Estos últimos, muy bien representados en otras partes del Altiplano, parecen haber sobrepasado los límites iniciales de las cuencas en la época terminal de la sedimentación. Aunque se torna difícil la evaluación del papel tomado por eventuales cambios climáticos, es probable que la evolución de la sedimentación estaba en relación con deformaciones tectónicas. Se puede admitir un solevantamiento relativo de la Cordillera Oriental y una subsidencia durante el Plioceno de la cuenca de La Paz. Tomando en cuenta el espesor de los depósitos (500 m como mínimo) y el medio de sedimentación sublacustre de poca profundidad, se puede evaluar la velocidad media de subsidencia a 0,1 mm/año como mínimo. Posteriormente una disminución de la subsidencia podría explicar que los conglomerados hayan sobrepasado el área original de sedimentación (RODRIGO, com. verbal).

Después de la época de sedimentación, en la zona de La Paz tuvo lugar una erosión que supone un solevantamiento de esta región. Esta erosión es también observable en otras partes del Altiplano y su última fase se caracteriza por la individualización de un pedimento de ablación (pedimento I, SERVANT, 1977). La erosión podría estar en relación con la apertura, entre fallas, de las cuencas cuaternarias como la del Titicaca. La presencia de los conglomerados post-miocénicos a ambos lados de la orilla del lago Titicaca, en el borde Sur (Taraco) y en el borde Norte (Huatajata) implica que la depresión lacustre se individualizó posteriormente al depósito de los conglomerados.

Las modificaciones muy importantes ocurridas en la topografía después del depósito de las formaciones post-miocénicas podrían estar relacionadas con las primeras manifestaciones de la tectónica de distención que domina la evolución reciente de los Andes bolivianos.

Se puede pensar que la topografía actual se individualizó, en sus líneas generales, después del depósito y luego de la erosión de la Formación La Paz. Excluyendo la glaciación Patapatani (DOBROVOLNY, 1962) cuya existencia parece muy improbable, podemos pensar que la primera glaciación (Calvario) supone que la Cordillera Oriental había llegado, durante esta glaciación, aproximadamente a sus alturas actuales. El solevantamiento de los Andes parece entonces anterior por lo menos en sus etapas principales.

Problemas paleoclimáticos

Los estudios estratigráficos hechos en la zona de La Paz, constituyen sólo un reconocimiento que no llega todavía a una interpretación paleoclimática (1).

(1) En lo que concierne la última glaciación y el post-glacial, ver SERVANT y FONTES (1977).

Sin embargo, estos estudios han puesto en evidencia el papel importante de los fenómenos de alteración y pedogénesis en el período anterior a la primera glaciación. Además, nos enseñan una evolución compleja de los interglaciales antíguos. Por ejemplo, el interglacial Kaluyo/Sorata incluye en su primera parte una época, climáticamente seca, caracterizada por la génesis de un pedimento muy amplio y en su segunda parte una época de alteración y pedogénesis la cual supone condiciones más húmedas. Los fenómenos de alteración posteriores a la glaciación Sorata parecen reducidos.

En lo que concierne a las glaciaciones se pueden observar diferencias bastante bien marcadas en los depósitos. La glaciación Sorata ha dejado formas morfológicas muy bien conservadas. Estas últimas son caracterizadas por el desarrollo de las acumulaciones laterales y la ausencia de morenas frontales. Las formas morfológicas evocan lenguas glaciales de piedemontes cuya anchura se reduce rápidamente río abajo. Este aspecto es diferente de lo visto en la ultima glaciación (Choqueyapu), la cual se caracteriza por glaciales de valles de tipo alpino. En ambos casos, las épocas glaciales incluyen depósitos espectaculares de «lavas» de barro. Estos depósitos parecen un poco posteriores a los máximos glaciales, de tal manera que podrían ser ligados al deshielo. Sin embargo, sólo un estudio más detallado podría llegar a una interpretación de estos depósitos.

Conclusión

La región de La Paz, cuyo estudio se encuentra sólo en la etapa de las investigaciones estratigráficas, constituye una de las zonas más interesantes para la comprensión del Plio-Cuaternario de los Andes tropicales. Las condiciones excepcionales de afloramiento permiten por ejemplo poner en evidencia cuatro glaciaciones mayores cuyos depósitos no son expuestos de manera tan clara en otras regiones. Además, es uno de los unicos lugares del Altiplano donde se han conservado los testigos de alteración y pedogénesis. Sin embargo, las interpretaciones geomorfológicas y particularmente las que conciernen a las superficies de erosión como los estudios neotectónicos y paleoclimáticos, no podrían ser desarrollados sin tomar en cuenta la evolución de las cuencas altiplánicas.

Manuscrit reçu au Service des Publications de l'O.R.S.T.O.M. le 29 mars 1978.

BIBLIOGRAFIA

Bles (J. L.), Ballivián (O.), 1977 a. — Plan de desarrollo de la ciudad de La Paz. Informe geológico nº 2. Cuadro geológico general. *H. Alcaldia Municipal de La Paz, Consultoras BRGM-BCOM, Prudencios Claros y Asociados*, 18 p., 1 tabl. h. t., 4 anejos.

Bles (J. L.), Alvarez (A.), Anzoleaga (O.), Ballivián (O.), Bustillos (O.), Hochstatter (H.), Malatrait (A.), Otazo (N.), 1977 b. — Plan de Desarrollo urbano de la ciudad de La Paz. Informe geológico nº 5. Características litoestratigráficas de la cuenca de La Paz y alrededores. *H. Alcaldia de La Paz, Consultoras BRGM-BCOM, Prudencios Claros y Asociados*. 35 p., 3 fig. h.t., 4 anexos.

Dobrovolny (E.), 1962. — Geología del valle de La Paz, *Pub. Min. Minas y petróleo. Bol. 3* (especial). 153 p.

Everden (J.), Kriz (S.), Cherroni (C.), 1966. — Correlación de formaciones terciarias de la Cuenca altiplánica a base de edades absolutas determinadas por el método potasio-argón. *Serv. Geol. de Bol. hoja informativa* nº 1. La Paz.

Goguel (J.), 1976. — Origen de la planicie de Limanpata en el valle de La Paz. *Informe técnico BRGM*. La Paz, 5 p., 1 fig.

Hoffstetter (R.), Martinez (C.), Muñoz-Reyes (J.), Tomasi (P.), 1971. — Le gisement d'Ayo-Ayo (Bolivie), une succession stratigraphique pliocène-pléistocène datée par des mammifères. *C. R. Acad. Sc. Paris*. v. 273 : 2472-2475.

Lavenu (A.), 1977. — Neotectónica de los sedimentos plio-cuaternarios de la cuenca de La Paz (Bolivia). *Revista de Geociencias, UMSA*. La Paz. Vol. I., nº 1 : 31-56.

Lavenu (A.), 1978. — Néotectonique des sédiments plio-quaternaires du Nord de l'Altiplano bolivien (Région de La Paz-Ayo-Ayo-Umala). *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol.*, vol. X, nº 1 : 115-126.

Malatrait (A. M.) 1977. — Plan de desorrollo urbano de la ciudad de La Paz. Informe geológico nº 6. Características geomorfológicas de la cuenca de La Paz y alrededores. *H. Alcaldia de La Paz, Consultoras BRGM-BCOM, Prudencios Claros y Asociados*, 69 p. 3 tab. h. t., 5 annexes.

Servant (M.), 1977. — Le cadre stratigraphique du Plio-Quaternaire de l'Altiplano des Andes Tropicales en Bolivie. *Bull. AFEQ*. nº 50 supplément INQUA 1977, p. 323-327.

Servant (M.), Fontes (J. Ch.), 1978. — Les lacs quaternaires des hauts plateaux des Andes boliviennes. Premières interprétations paléoclimatiques. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol.*, vol. X, nº 1 : 9-23.

Troll (C.), Finterwalter (R.), 1935. — Die karten der Cordillera Real und des Talkessels von La Paz (Bolivien) und die diluvial geschichte der zentralen Anden. *Petermanns Mitteilungen*, v. 81 : 393-399.

Villarroel (C.), 1978. — Revalidación y redescripción de *Posnanskytherium desaguaderoi* Liendo, 1943 ; *Toxodontidae (Notoungulata)* del Plioceno superior Boliviano. *Revista Serv. Geol. Bol.* Nº 16 (en prensa).

NÉOTECTONIQUE DES SÉDIMENTS PLIO-QUATERNAIRES DU NORD DE L'ALTIPLANO BOLIVIEN (RÉGION DE LA PAZ - AYO-AYO - UMALA)

Alain LAVENU

Géologue de l'O.R.S.T.O.M.
Mission O.R.S.T.O.M., C. P. 8714, La Paz, Bolivie

RÉSUMÉ

L'étude néotectonique des formations plio-quaternaires des bassins de La Paz et Ayo-Ayo, faite à l'aide de l'analyse microtectonique des microfailles (décrochements, failles inverses, failles normales) nous permet dans une première approche de mettre en évidence différentes phases de déformation :

Phases intra à fini-Pliocène

— une phase de compression de direction Z = N000, de faible importance (failles inverses)
— une phase de compression de direction Z = N070 à N090 (associant plis et décrochements).

Phases quaternaires

— une phase de distension de direction X = N000 (failles normales)
— une phase de compression de direction Z = N130 (décrochements)
— une phase de distension de direction X = N000 (failles normales).

RESUMEN

El estudio neotectónico de las formaciones plio-cuaternarias de la cuenca de La Paz y Ayo-Ayo realizado con ayuda del análisis microtectónico de las microfallas (fallas de rumbo, fallas inversas, fallas normales), nos permite, en principio, poner en evidencia diferentes fases de deformación :

Fases intra a fini-Plioceno

— una fase de compresión de dirección Z = N000 de poca importancia (fallas inversas)
— una fase de compresión de dirección Z = N070 a N090 (con pliegues y fallas de rumbo).

Fases cuaternarias

— una fase de distensión de dirección X = N000 (fallas normales)
— una fase de compresión de dirección Z = N130 (fallas de rumbo)
— una fase de distensión de dirección X = N000 (fallas normales),

NEOTECTONICS OF PLIO-QUATERNARY SEDIMENTS IN THE NORTH OF BOLIVIAN ALTIPLANO
(LA PAZ - AYO-AYO - UMALA AREA)

SUMMARY

The neotectonic analysis of plio-quaternary formations in La Paz and Ayo-Ayo basins, performed through microtectonic analysis of microfaults (strike-slip faults, reverse faults, normal faults) allows, as a first step, to distinguish various deformation phases :

Middle to late Pliocene phases

— *a minor compression phase with direction Z = N000 (reverse faults)*
— *a compression phase with direction Z ranging between N070 and N090 (folds and strike-slip faults associated).*

Quaternary phases

— *a distension phase with direction X = N000 (normal faults)*
— *a compression phase with direction Z = N130 (strike-slip faults)*
— *a distension phase with direction X = N000 (normal faults).*

НЕОТЕКТОНИКА ПЛИО-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БОЛИВИЙСКОГО АЛЬТИПЛАНО (ОБЛАСТЬ ЛА ПАС - АЙО-АЙО - УМАЛА)

РЕЗЮМЕ

Неотектоническое изучение плио-четвертичных образований бассейнов Ла Пас и Айо-Айо, при помощи микротектонического анализа микро-сбросов (сдвигов, взбросов, нормальных сбросов), позволяет выявить, на этой первой стадии исследования, различные фазы деформации :

Фазы от среднего до позднего плиоцена

— фаза сжатия в направлении Z = N000, малозначительная (взбросы)
— фаза сжатия в направлении Z = N070 до N090 (сочетающая складки и сдвиги)

Четвертичные фазы

— фаза растяжения в направлении X = N000 (нормальные сбросы)
— фаза сжатия в направлении Z = N130 (сдвиги)
— фаза растяжения в направлении X = N000 (нормальные сбросы)

Introduction

La manifestation la plus marquante de la néotectonique dans la partie nord de l'Altiplano (fig. 1) correspond à des failles quaternaires en distension affectant la surface de l'Altiplano (glacis 3). Elles caractérisent à grande échelle le pied de la Cordillère Orientale et à La Paz marquent le bord du bassin. Ces failles sont déjà décrites par E. Dobrovolny et leur direction est reportée sur la carte géologique au 1/100.000. Elles sont le plus souvent disposées en échelon suivant une direction générale andine (N130 environ). A ces failles en distension, s'ajoutent des failles en compression (décrochements, failles inverses) surtout développées dans les formations sous-jacentes pliocènes.

Stratigraphie

Celle-ci n'est pas encore établie de façon définitive, aussi restera-t-elle ici schématique (1).

La série pliocène

Dans le bassin de La Paz, la série (fig. 2) débute par la formation La Paz (continentale) datée paléontologiquement du Pliocène supérieur (R. Hoffstetter). C'est une série de 500 à 600 m argilo-sableuse. Dans la partie supérieure, parfois nettement conglomératique, on trouve une cinérite : « la toba Chijini ». Cette cinérite (contrairement à ce que disaient les auteurs) est stratigraphiquement intercalée dans la formation La Paz et non au-dessus de celle-ci. Elle n'a pas pu être datée par radiométrie. En effet elle contient des éléments détritiques venant de granites anciens et, très souvent, les biotites de la matrice sont altérées (les âges varient de 0,5 MA à 11 MA ; Servant, communication orale). Pour l'instant on n'a pas trouvé de fossiles dans la partie susjacente à la cinérite.

Sur l'Altiplano, cette série pliocène s'étend très loin au Sud de La Paz. En particulier elle porte les noms de formation Umala ou Ayo-Ayo suivant les lieux. Là, elle a été datée paléontologiquement

(1) Les principaux résultats stratigraphiques concernant le bassin de La Paz sont dus à un travail sur le terrain en commun avec M. Servant. Certains détails stratigraphiques et tectoniques ont été précisés sur le terrain en compagnie de J. L. Bles (BRGM).

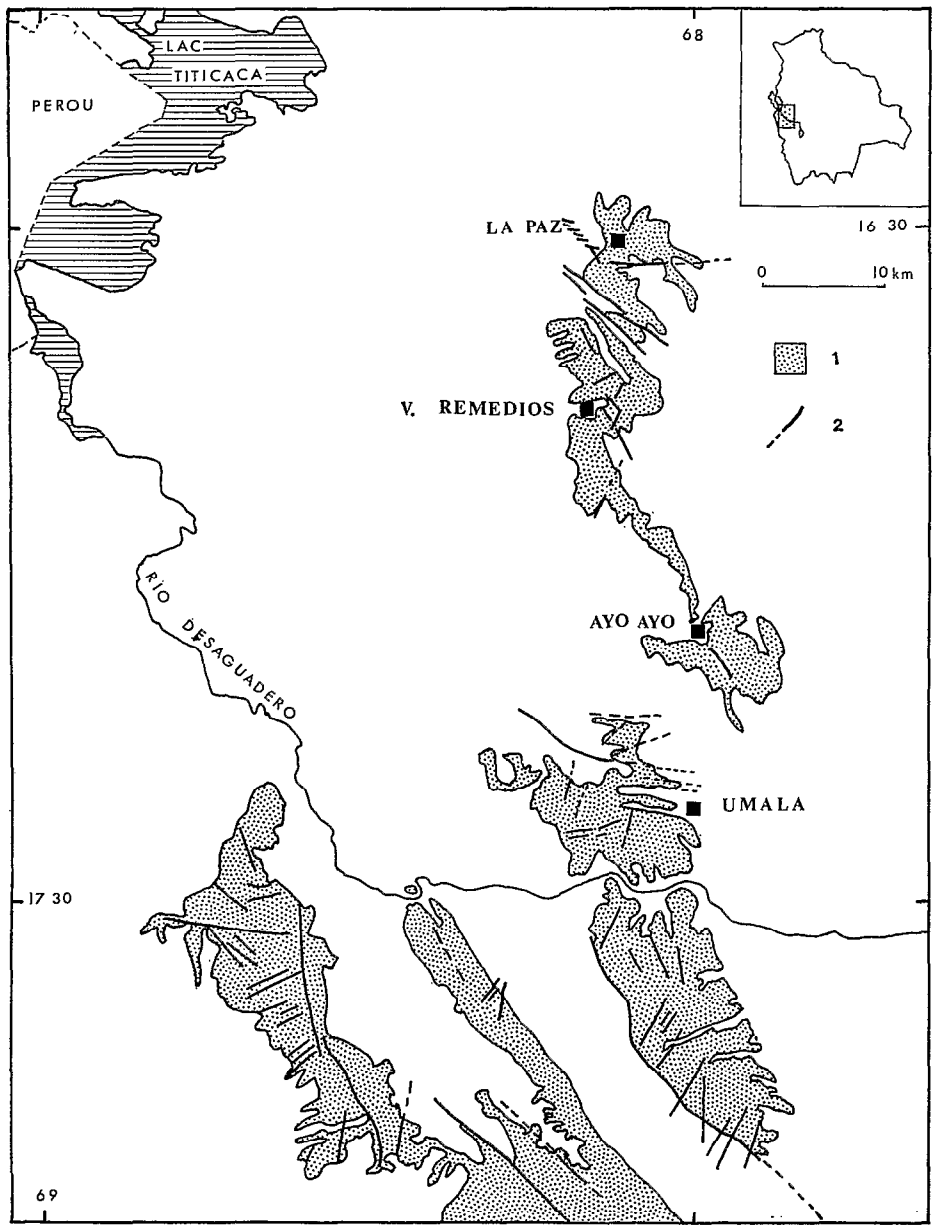


Fig. 1. — Cadre général. 1 : principaux affleurements du Pliocène supérieur dans le Nord de l'Altiplano bolivien (F. La Paz, Umala, Ayo-Ayo) ; 2 : failles.

et par radiométrie. En effet, discordante sur le Miocène, elle débute par une cinérite datée à 5,5 MA (J. F. Evernden). Au-dessus on distingue deux autres niveaux importants de cinérite. Sous la plus jeune il a été trouvé un fossile « probablement pliocène ».

La série pléistocène

A La Paz, une des caractéristiques du Quaternaire (fig. 2) est la présence de divers glacis. A la base du Quaternaire le premier glacis recoupe soit la partie supérieure de la série pliocène argilo-sableuse, soit directement la cinérite « Chijini ». Un paléosol affecte la partie supérieure de la formation pliocène. Sur le glacis se sont déposées des graves fluviatiles, peu épaisses (quelques mètres au maximum). Au-dessus viennent des dépôts morainiques (100 m d'épaisseur environ). C'est le témoin de la première glaciation (« Calvario »). Le sommet de cette série, altéré sur 2 m environ

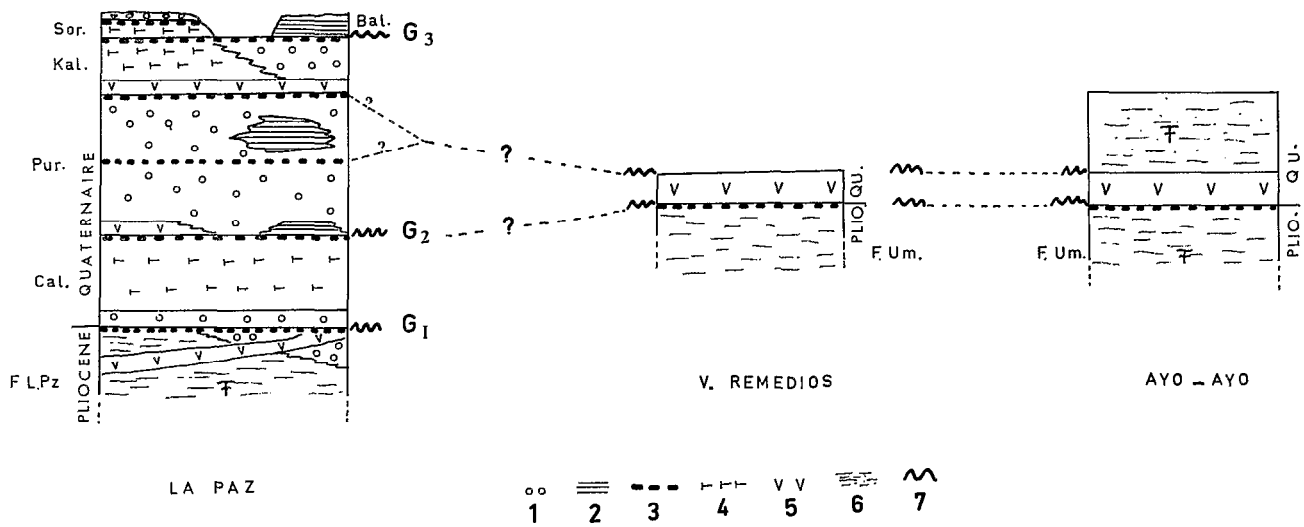


Fig. 2. — Logs stratigraphiques schématiques. 1 : Graves ; 2 : lacustre ; 3 : paléosol ; 4 : glaciaire ; 5 : cinérite ; 6 : formation argilo-sableuse ; 7 : glacis. (Les hauteurs ne sont pas respectées).

par un nouveau paléosol, est recoupé par le glacis 2. Sur ce glacis s'est déposée, sur plusieurs centaines de mètres une série fluviatile (« Graves Purapurani »). Elle débute soit par des graves, soit par une cinérite lenticulaire, ayant jusqu'à 4 m d'épaisseur, soit par une petite série lacustre. Plus haut, on peut voir, intercalées dans les graves, des lentilles de sédiments lacustres, pouvant atteindre 20 m d'épaisseur. A l'intérieur de la série « Purapurani », on trouve un niveau d'altération intermédiaire. Le sommet des graves est lui aussi altéré et on peut voir à certains endroits une nouvelle cinérite, peu épaisse (1 à 2 m), reposer sur ce dernier niveau d'altération du Purapurani. Cette cinérite est recouverte par une deuxième série glaciaire (glaciation Kaluyo). En aval cette glaciation passe à des graves fluvio-glaciaires. Les graves et les faciès morainiques sont recoupés par le glacis 3. Ils sont altérés dans leur partie supérieure, sur laquelle vient s'installer une troisième glaciation (« Sorata »). En aval du pied de la Cordillère, on trouve un dépôt lacustre (« Ballivian ») qui repose aussi sur le glacis 3.

Sur la glaciation Sorata on peut observer un dépôt de graves, séparé des faciès glaciaires par un niveau d'altération.

Sur l'Altiplano, la cinérite la plus jeune rencontrée recoupe un paléosol, parfois très marqué (Ayo-Ayo, Patacamaya, Villa Remedios, Loma Ventilla) (fig. 2). Cette cinérite se suit au moins depuis Umala au Sud jusqu'aux abords du bassin de La Paz au Nord. Elle se serait déposée sur une surface d'érosion correspondant au glacis 2, et serait la même que celle rencontrée à la base du Purapurani dans le bassin de La Paz. A Ayo-Ayo, la cinérite est surmontée par une série sableuse et limoneuse datée paléontologiquement du Pléistocène (fig. 2) (R. Hoffstetter). Donc cette cinérite, différente de la cinérite « Chijini » sous laquelle on ne voit jamais de niveau d'altération, serait plus jeune. Elle est ensuite recoupée par une surface d'érosion, bien nette à Ayo-Ayo et Patacamaya. Cette surface d'érosion se situe dans le temps, entre les glacis 2 et 3 de M. Servant et pourrait correspondre soit au niveau d'altération que l'on trouve dans la série « Purapurani » du bassin de La Paz soit au paléosol surmontant cette même série.

Ces sédiments pliocènes et quaternaires ont rempli des bassins endoréiques, au pied de la Cordillère Orientale (bassins des lacs Titicaca et Poopo en particulier). A la fin du Quaternaire, le Rio La Paz a drainé le bassin de La Paz vers l'Atlantique et a provoqué ainsi un fort creusement qui s'est traduit par une succession de terrasses fluviatiles étagées (Pampajasi, Irpavi, Miraflores et les terrasses actuelles). Après certains de ces épisodes de creusement, se sont produits de grands glissements de terrains dont le plus important a provoqué un « torrente de barro » (lave ou coulée de boue avec toutefois quelques blocs pouvant conserver leur stratification) dans la zone d'Achocalla. E. Dobrovolny lui donne un âge de 9.000 ans environ.

ÉTUDE TECTONIQUE

Les déformations dans les dépôts pliocènes

Dans la formation La Paz l'étude microtectonique est facilitée par la finesse relative de la lithologie où les microstructures se marquent mieux que dans le matériel plus grossier et moins argileux des dépôts quaternaires.

Les déformations en compression

Dans tout le bassin de La Paz, on trouve des zones de glissement (exemp. Achocalla), parfois d'étendue importante, resédimentées et où il est difficile de différencier ce qui est en place de ce qui ne l'est pas. Aussi avons-nous fait nos observations sur le bord du bassin et plus rarement dans le centre, dans les zones en place.

Nos principales stations de mesures se trouvent au sud de La Paz (1) (Llojeta 1, Achocalla 2, Ceja Uypaca 3, Amachuma 4, Loma Ventilla 5) et à l'Est (Ovejuyo 6, Rio Achumani 7, Rio Irpavi 8) (fig. 3). Ce sont essentiellement les déformations cassantes qui ont été étudiées (microfailles inverses, décrochements). Le report sur diagramme stéréographique (Schmidt, hémisphère inférieur) des failles inverses relativement rares donne approximativement une direction de compression N000 à NE-SW. Le diagramme de la fig. 4 regroupe les zones de Ovejuyo, Llojeta et Ceja Uypaca. Il est donc peu significatif vu le faible nombre des failles mesurées et l'éloignement des stations de mesures. Les décrochements dextres et sénestres donnent deux directions Z moyennes (direction de raccourcissement) :

— N075 et N130

La direction moyenne Z = N075 s'observe dans les stations de mesure N°s 1, 3, 4 (fig. 5-6).

A Llojeta (station 1) la direction Z est N074. A Ceja Uypaca (station 3) elle est N090 et à Amachuma (station 4) des décrochements conjugués donnent une direction de compression Z = N067.

Cependant, il faut garder à l'esprit que nous sommes dans le niveau structural supérieur (MATTAUER 1975) et que des facteurs tels que la présence du socle paléozoïque proche, des accidents profonds, etc. peuvent faire tourner Z. A la station 8, Rio Irpavi, des décrochements dextres, en moyenne N070 sont compatibles avec une telle direction de Z. A ces décrochements sont associés des plis, amples, hectométriques, de direction moyenne N-S. C'est le cas dans le Rio Achumani et près de Llojeta.

Par contre, les stations 5 et 6 (fig. 7-8) la première dans la formation Umala, à Loma Ventilla, la seconde dans la formation La Paz, à Ovejuyo, donnent une direction Z = N130. Pour l'instant nous n'avons pas encore vu les directions N090 et N130 se superposer dans une même station.

Toutefois dans la station 4 des diaclases affectant la formation La Paz et plus particulièrement la cinérite Chijini, semblent, d'après leurs directions, correspondrent à deux familles de décrochements. La déformation, relativement faible ne donnerait que des diaclases et non des microfailles en décrochement. Si nous considérons le diagramme des diaclases (fig. 9) nous voyons se dessiner deux familles de directions moyennes, N79 et N174 dont les pôles peuvent donner deux directions de Z :

— une N040
— l'autre N130

On ne connaît pas de direction de compression N040. Par contre, nous retrouverions ici la direction de compression N130 déjà connue dans les stations 5 et 6. A Amachuma nous aurions peut-être la superposition des directions Z = N067 (associé à Z = N075) et Z = N130.

A Ayo-Ayo, dans le Pliocène de la formation Umala, nous avons aussi observé la direction de compression ENE-WSW. En effet, ici Z = N082 (fig. 10).

La déformation en distension

Nous trouvons à La Paz dans les formations Umala et La Paz trois familles principales de failles normales :

— une famille (la plus nombreuse) comprise entre N070 et N115 ;
— une autre comprise entreN120 et N155 ;
— enfin une famille plus rare comprise entre N030 et N050.

L'examen des diagrammes réalisés (par exemple fig. 11-12) nous montre que nous pouvons déterminer des directions de X (direction d'allongement) groupées entre N344 et N005, c'est-à-dire en moyenne N000. Cette phase de distension donne naissance principalement à des failles normales E-W en moyenne car un cinquième seulement des failles mesurées (23 sur 119) regroupent les familles 2 et 3. Ces dernières sont compatibles aussi bien avec une direction de X = N000 qu'avec une direction de X = N085. Actuellement nous ne pouvons pas confirmer ou infirmer l'existence d'une telle direction de distension N085. Seule la direction N000 apparaît nettement. Elle est postérieure à la phase de compression Z = N075 car elle recoupe des décrochements conjugués donnant cette direction (Ceja

(1) La toponimie employée est celle des cartes au 1/50.000 de l'IGM (Bolivie).

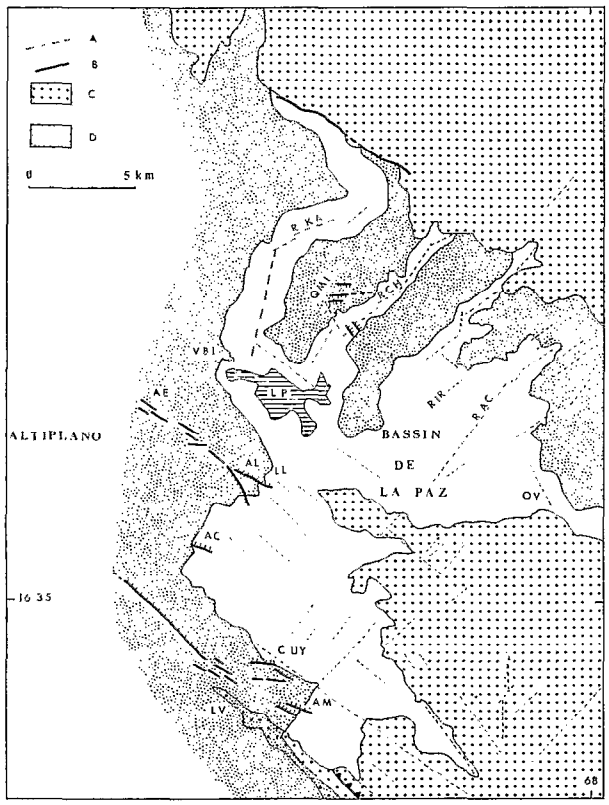


Fig. 3. — Schéma du bassin de La Paz et de ses environs. A : formations ante-pliocènes ; B : surface de l'Altiplano (et du glacis 3) ; C : failles ; D : alignements morphologiques principaux. AC = Achocalla ; AE = Aeropuerto ; AL = Allpacoma ; AM = Amachuma ; CUY = Ceja Uypaca ; LL = Llojeta ; LP = La Paz ; LV = Loma Ventilla : OV = Ovejuyo ; QMIN = Quebrada Minasa ; RAC = Rio Achumani ; RCH = Rio Chuquiaguillo ; RIR = Rio Irpavi ; RK = Rio Kaluyo ; VBI = Villa Ballivian.

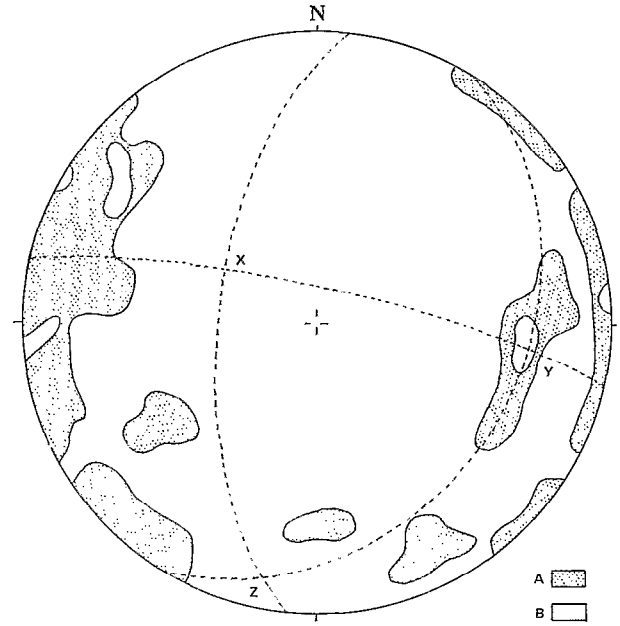


Fig. 4. — Diagramme stéréographique des pôles des plans de mouvement des failles inverses des stations de mesures de Llojeta, Ceja Uypaca et Ovejuyo (17 failles inverses). Z = 10 — N193. A : 0 — 5,9 % ; B : 5,9 — 11, — % ; (1 % par unité de surface).

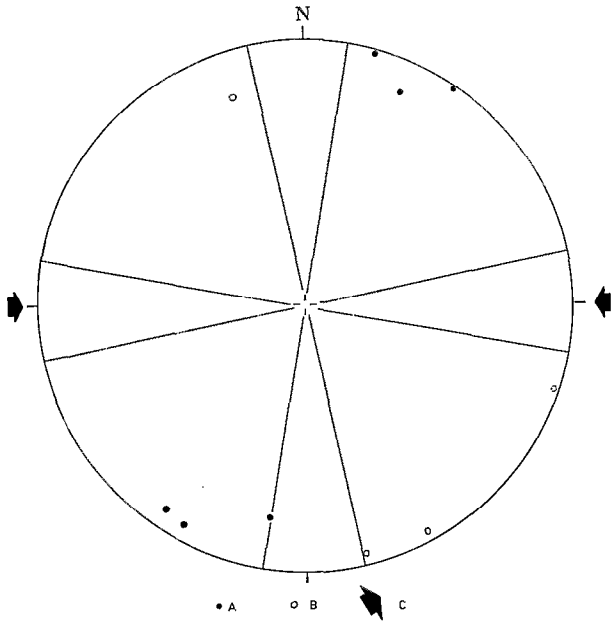


Fig. 5. — Diagramme de la station de mesure de Ceja Uypaca (10 décrochements) Z = N090. A : pôles des décrochements senestres ; B : pôles des décrochements dextres ; C : directions de la compression Z (les symboles sont les mêmes pour les diagrammes suivants).

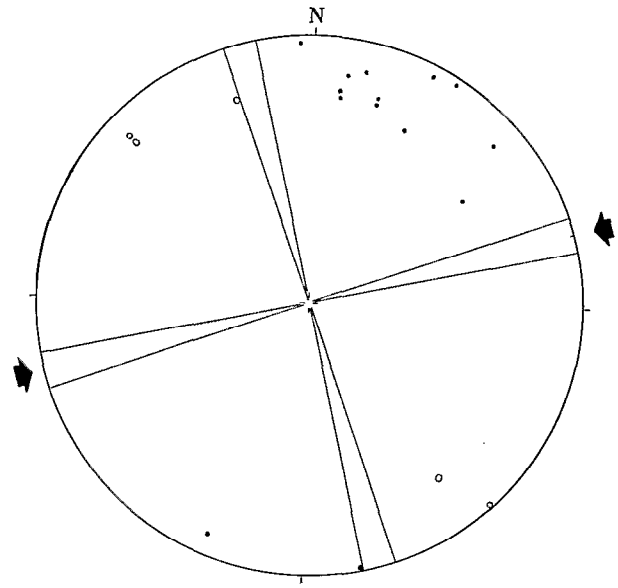


Fig. 6. — Diagramme de la station de mesure de Llojeta. (18 décrochements), Z = N074.

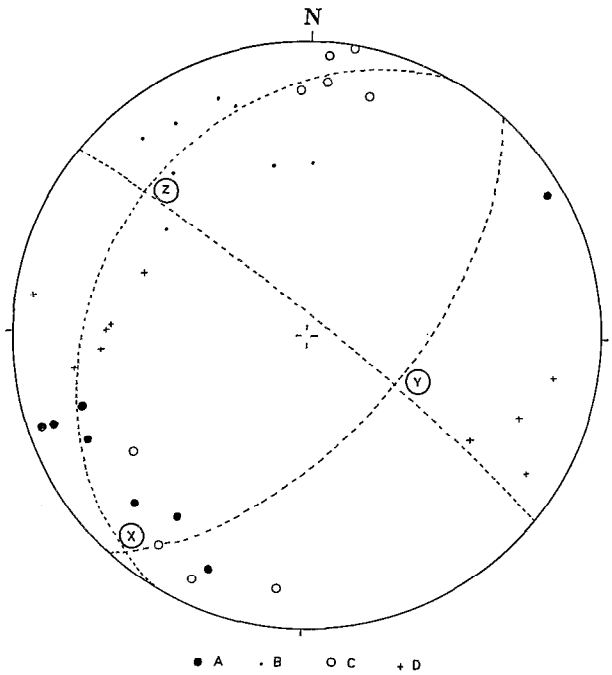


Fig. 7. — Diagramme de la station de mesure de Loma Ventilla. (18 décrochements) Z = 27° — N311. A : pôles des décrochements senestres ; B : stries des décrochements senestres ; C : pôles des décrochements dextres ; D : stries des décrochements dextres.

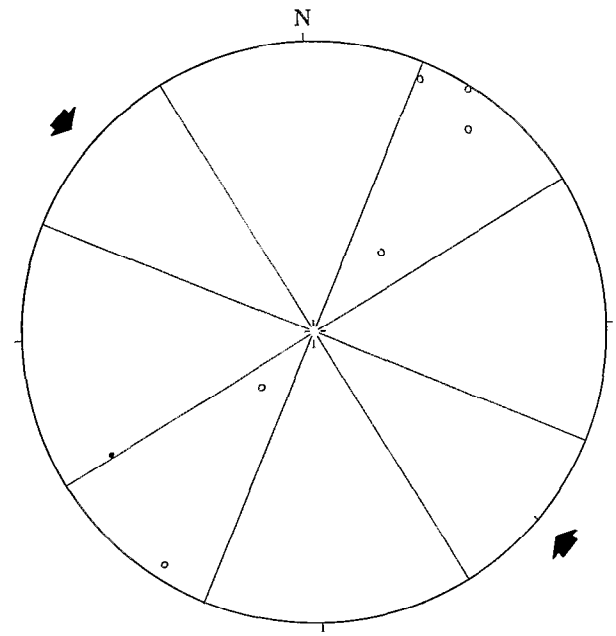


Fig. 8. — Diagramme de la station de mesure d'Ovejuyo. (7 décrochements) Z = N132.

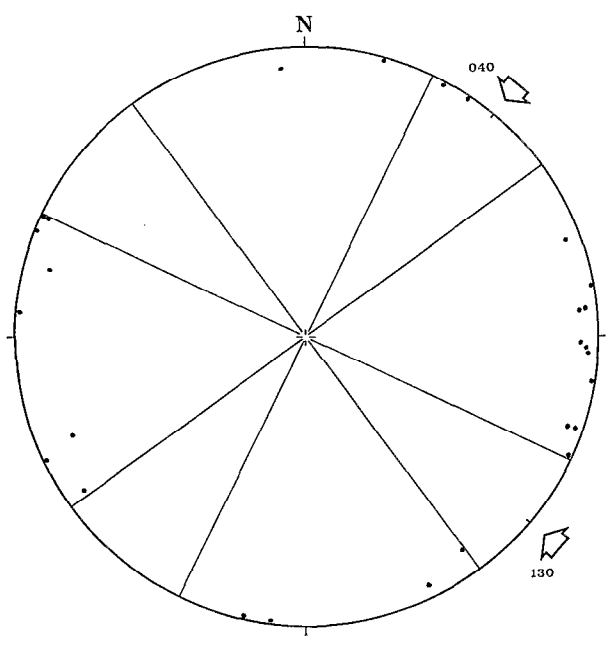


Fig. 9. — Diagramme des pôles de 27 diaclases de la station de mesure d'Amachuma, avec deux directions possibles, de compression : N040 et N130.

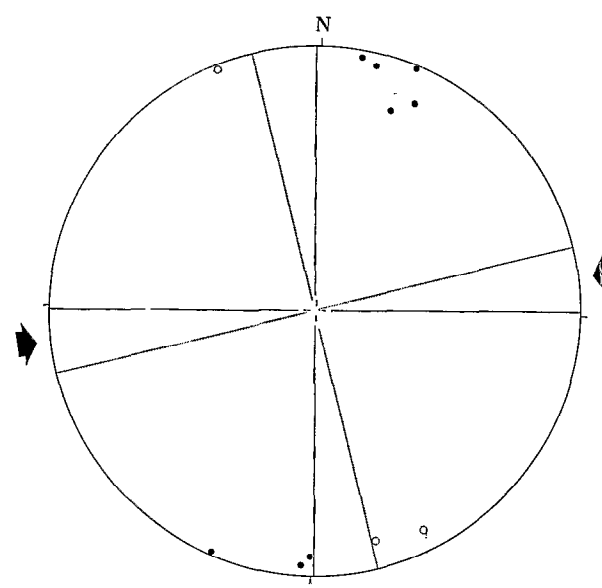


Fig. 10. — Diagramme de la station de mesure d'Ayo-Ayo. (10 décrochements) Z = N082.

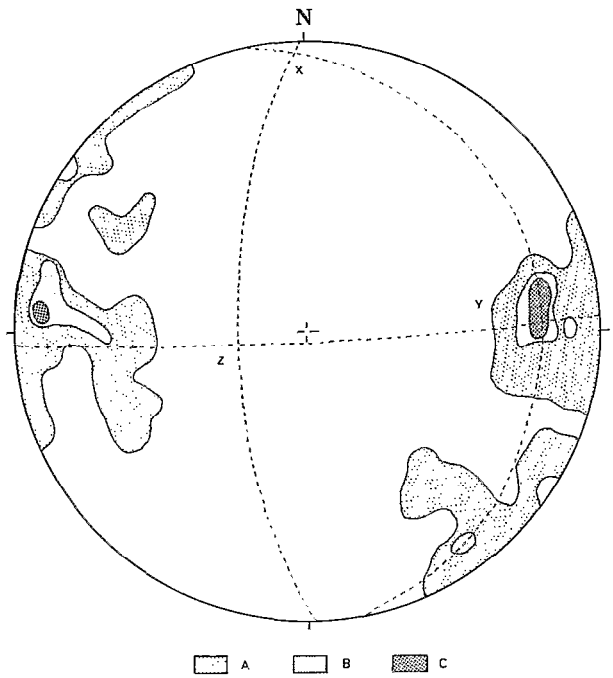


Fig. 11. — Diagramme de la station de mesure de Ceja Uypaca. (18 failles normales, pôles des plans de mouvements) X = 02 — N358. A : 0 à 5,6 % ; B : 5,6 à 11,2 % ; C : 11,2 à 16,8 %.

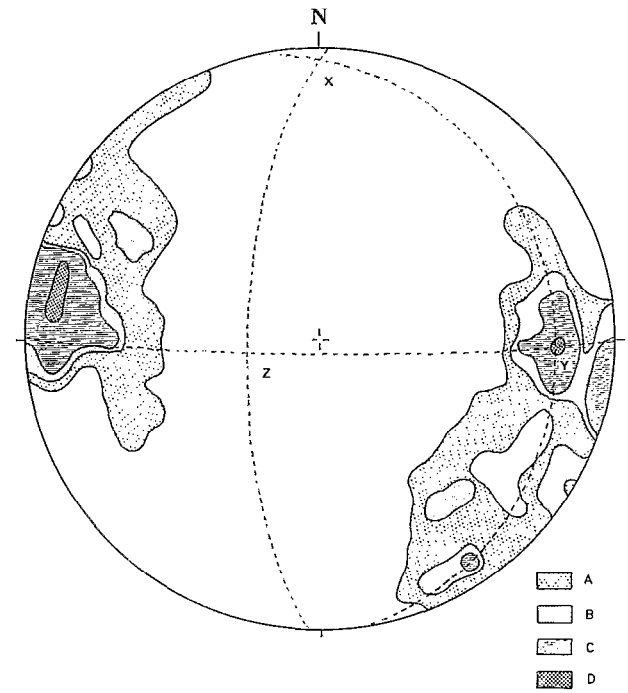


Fig. 12. — Diagramme de la station de mesure d'Irpavi. (40 failles normales) X = 04° — N359. A : 0 à 2,5 % ; B : 2,5 à 5 % ; C : 5 à 12,5 % ; D : 12,5 à 17,5 %.

Uypaca). Cette direction de distension existe aussi à Ayo-Ayo. Comme nous le verrons plus loin, cette déformation en distension est d'âge quaternaire.

Les déformations affectant les dépôts quaternaires

La déformation en compression

Nous n'avons encore observé que de rares traces de tectonique en compression dans les terrains quaternaires du bassin de La Paz.

Au nord, des observations faites dans des moraines, en amont du Rio Kaluyo, montrent des décrochements senestres de directions N020 et N000. Sur ces miroirs le décrochement est marqué par de grosses canelures. Des stries en failles normales se superposent à celles-ci. Dans le bassin d'Achocalla, en rive gauche du Rio Allpacoma, des décrochements affectent le « torrente de barro ». Ce sont des décrochements senestres N152 (avec double jeu senestre marqué par des canelures et des stries plus fines), et des décrochements dextres N127 (sur un des miroirs des stries en failles normales se superposent ici aussi aux canelures).

Ces décrochements senestres N152 et dextres N127 donnent une direction de compression proche de N140. Les décrochements des moraines du Rio Kaluyo sont compatibles avec une telle direction. Dans la vallée du Rio Chuquiaguillo la cinérite Chijini et la formation Quaternaire qui la recouvre, sont elles aussi affectées de décrochements donnant une direction de compression proche de N130. C'est la même direction de compression que celle déjà trouvée à Loma Ventilla et à Ovejuyo dans des sédiments pliocènes.

A Ayo-Ayo, le Pléistocène est affecté par des décrochements donnant une direction de compression Z = N090. Ce serait peut-être la même phase que celle trouvée dans le Pliocène de La Paz, ici à Ayo-Ayo plus tardive ou bien affectant un Pléistocène plus ancien que les glaciations de La Paz.

Nous remarquons sans apporter pour l'instant d'explication, que cette direction de compression est sensiblement parallèle à la chaîne au niveau de La Paz.

La déformation en distension

Les traces de la distension sont bien plus visibles. Ce sont en particulier les failles décalant la couverture du glacis 3 sur le bord de l'Altiplano, tout autour du bassin de La Paz (Allpacoma, Amachuma) (fig. 13). Ces failles ont une direction moyenne N130 et les segments en échelon sont N100. Leur rejet

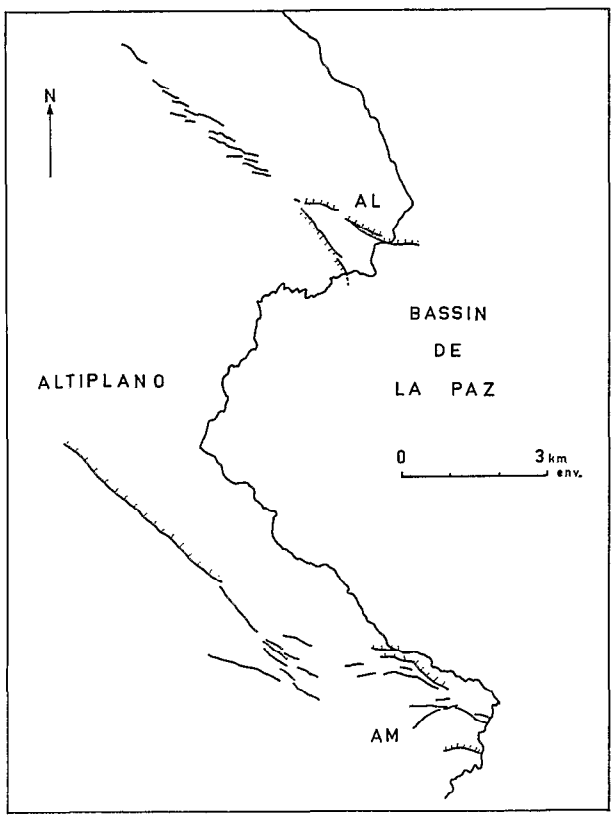


Fig. 13. — Schéma des failles normales quaternaires qui affectent le glacis 3 (selon les photos aériennes Hycon n°s 20550 et 28641). AC = Achocalla ; AE = Aéroport ; AL = Allpacoma ; AM = Amachuma ; LL = Llojeta ; LV = Loma Ventilla ; VB = Villa Ballivian.

est normal. A Allpacoma, si les stries sont peu marquées, bien que visibles (pitch 81E) le rejet et le crochon sont nets. En général le miroir de ces failles est à regard N.NE, parfois S.SW.

On retrouve cette famille de failles E.W. dans la Quebrada Minasa au Nord-Est de la ville. Ici, ces failles ont une direction N080 et un regard S.SW. Elles affectent la 1re glaciation Calvario et les dépôts Purapurani susjacents. Sur une distance de 500 m environ on peut évaluer le rejet à 30 m environ.

Au nord d'Allpacoma, on note la présence de failles normales de directions N040 et N125, affectant les dépôts quaternaires. Ces directions marquent ici la limite de l'Altiplano et elles auraient pu être utilisées postérieurement par des glissements de terrain. Dans le Rio Chuquiaguillo, au niveau de l'ancienne usine électrique, la cinérite Chijini est elle aussi affectée par des failles de direction N130.

En amont du Rio Kaluyo des stries en failles normales se superposent aux canelures des décrochements N000 et N020.

De façon générale, les failles normales cartographiques sont EW ou NW-SE et correspondent à une direction de distension plutôt N-S.

Au niveau d'Allpacoma ; suivant la coupe de la figure 14, on met en évidence deux jeux en distension suivant la même direction de faille (WNW-ESE avec rejet vers le NE). Au NE de la faille dans le compartiment abaissé, nous avons une grande épaisseur de graves Purapurani. Le glacis 3, marqué par un niveau important de rubéfaction, et sa couverture de graves quaternaires, viennent au contact du Purapurani. Au SW de la faille, les graves Purapurani n'existent plus et le glacis 3, avec son niveau de rubéfaction recoupe directement la formation La Paz argileuse.

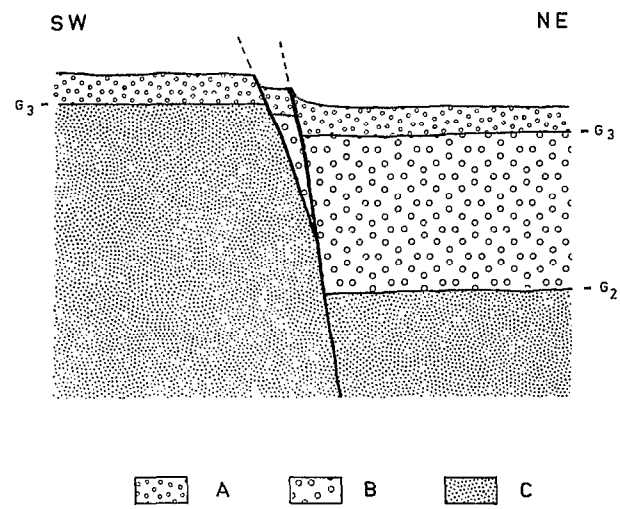


Fig. 14. — Coupe schématique perpendiculaire à la faille normale d'Allpacoma. A : couverture du glacis 3 (G3) ; B : graves Pura-Purani au-dessus du glacis 2 (G2) ; C : formation La Paz. (Les échelles ne sont pas respectées).

Ceci montre que cette faille d'Allpacoma a d'abord joué en faille normale, avant la formation du glacis 3. Son rejet est important. La partie sommitale de la formation La Paz est décalée d'au moins 100 m de part et d'autre de l'accident. Ensuite, après la formation du glacis 3, la faille a rejoué en distension, dans le même sens mais avec un rejet beaucoup plus faible (5 à 10 m).

Du point de vue chronologique, les phases en distensions quaternaires se succèdent de la façon suivante :

— *Première phase de distension* N000 antérieure au glacis 3.

— *Phase de compression* de direction N130 affectant le « torrente de barro » d'Achocalla et donc post glacis 3.

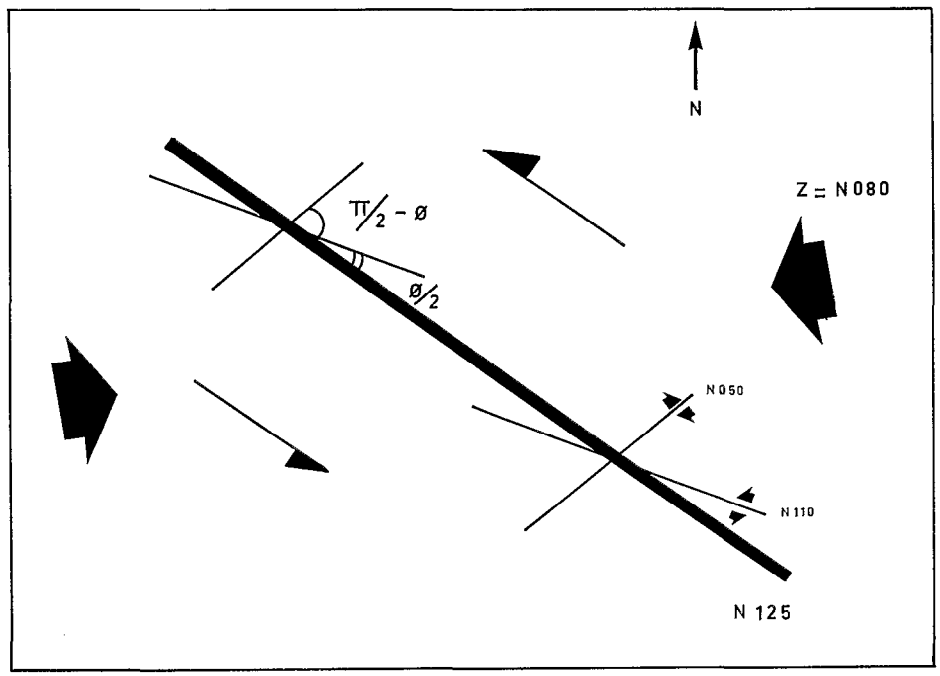


Fig. 15. — Cisaillements de Riedel. Schéma explicatif des décrochements observés dans la formation La Paz d'Allpacoma-Llojeta. La direction théorique de la compression est Z = N080.

— *Deuxième phase de distension* de direction N000 postérieure à la phase de compression Z = N130. En effet on observe la superposition des stries en faille normale et en décrochement sur les miroirs de failles dans les moraines du Rio Kaluyo et du « torrente de barro » du Rio Allpacoma.

Entre Llojeta et l'aéroport les observations montrent que les failles normales sont disposées en échelon. A Llojeta, à l'aplomb de ces failles N100 nous avons mesuré dans le Pliocène de nombreux décrochements N080 à N147 senestres et N045 à N110 dextres ; soit en moyenne N110 pour les senestres et N050 pour les dextres (fig. 7). Ces décrochements sont à considérer comme des cisaillements conjugués de Riedel à l'aplomb d'une zone de cisaillement majeur. Suivant le schéma de la fig. 15 on peut calculer la direction du cisaillement majeur (ici N125) avec une direction de compression Z = N080 théorique. Nous avions trouvé N074 sur le diagramme de la fig. 7.

Ainsi, dans une première étape, nous avons une grande fracture N125 (qui doit se trouver dans le socle paléozoïque ou secondaire) qui joue en décrochement senestre durant le Pliocène ou à la fin du Pliocène. Elle entraîne la création de décrochements conjugués N110 et N050 dans la formation pliocène. Dans une dernière étape la phase de distension N000 provoque la formation de failles normales le long des segments N100 ce qui expliquerait leur disposition en échelon.

Comparaison avec le Pérou

Des études faites dans le Pérou central (Soulas) (fig. 16), ont montré des directions de compression dans des terrains miocènes, pliocènes et quaternaires. Deux directions sont indiquées pour le Miocène :

– la première comprise entre 14 et 21MA où Z = N045

— l'autre plus jeune comprise entre 10,5 et 14MA où Z = N000

Au Pliocène (de Huancavelica à la Cordillère Blanche, région de Huaraz) la phase de compression comprise entre 4,5 et 8,2 MA a pour direction Z = N090.

Au Quaternaire les déformations de Gran Bretaña et les déformations dans les moraines du pied de la Cordillère Blanche indiquent une direction de compression Z = N130.

De plus à Huancayo, Soulas observe deux directions de compression : Z = N045 et Z = N000. Dans la formation Jauja (Pliocène ou Quaternaire) il a mesuré une direction de Z = N075.

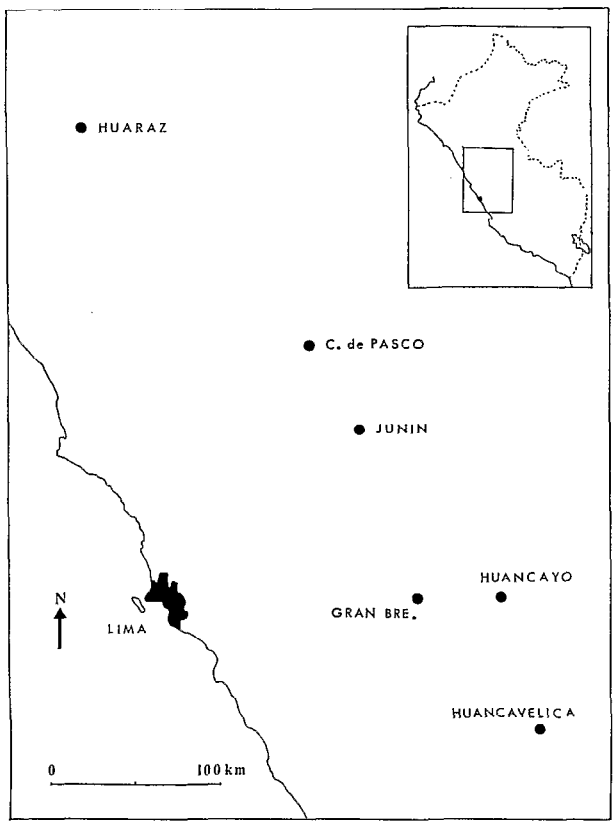


Fig. 16. — Schéma du Pérou central.

Si nous comparons ces résultats aux nôtres, nous retrouvons des directions communes :

— La direction EW (N090 ou N075) est commune au Pliocène du Pérou central et à celui du Nord de l'Altiplano bolivien.

— Les directions Z = N000 et Z = N130 existent aussi à La Paz. Toutefois nous avons observé Z = N000 uniquement dans le Pliocène alors que Z = N130 affecte le Quaternaire.

Les directions N045 et N075 ne sont pas exprimées dans le Quaternaire de La Paz. Soulas n'observe pas dans le centre du Pérou de direction de distension dans les terrains plio-quaternaires alors que c'est le cas sur la côte du Sud du Pérou (Lavenu-Soulas). A La Paz, la direction de distension Z = N000 est très marquée.

Conclusion

L'étude des déformations tectoniques des dépôts plio-quaternaires des bassins de La Paz et Ayo-Ayo, montre les effets d'une néotectonique importante et surtout d'une néotectonique en distension.

L'analyse microtectonique des microfailles observées et mesurées sur le terrain indique que les dépôts des formations La Paz et Umala sont affectés par des mouvements tectoniques en compression de directions N000 et N075 à N090 en moyenne.

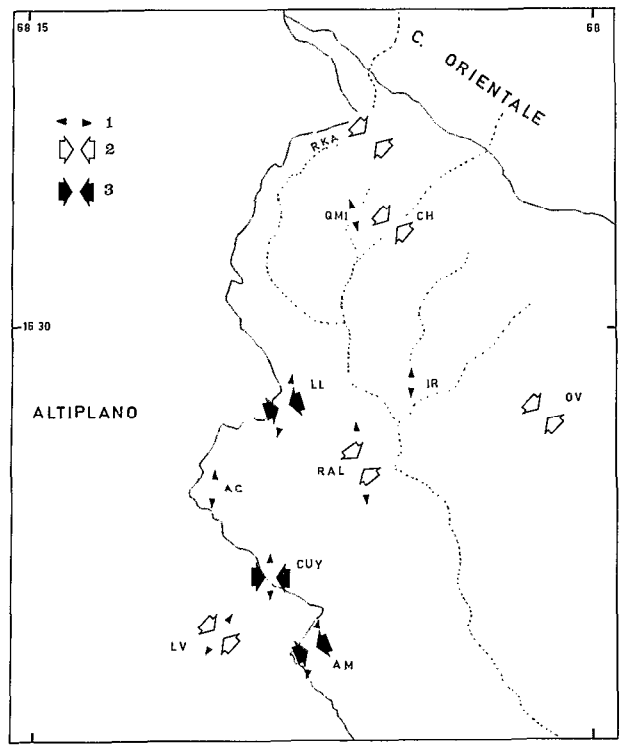


Fig. 17. — Schéma des directions de la déformation. A : direction de compression ; B : direction de distension. (Les cercles doubles indiquent la compression pliocène). AC = Achocalla ; AM = Amachuma ; CH = Chuquiaguillo ; CUY = Ceja Uypaca : IR = Irpavi ; LL = Llojeta ; LV = Loma Ventilla ; OV = Ovejuyo ; QM1 = Quebrada Minasa ; RAL = Rio Allpacoma ; RKA = Rio Kaluyo.

Les formations quaternaires sont affectées par une tectonique en compression de direction N130. Cette phase de compression est encadrée par deux phases de distension de même direction N000. La phase de compression et la dernière phase de distension qui affectent le « torrente de barro » d'Achocalla sont post-glacis 3. C'est la formation la plus récente que nous observons affectée par ces déformations.

Ainsi nous aurions la succession suivante :

Phases intra à fini-pliocènes (affectant les formations Pliocènes La Paz et Umala et aussi le Pléistocène d'Ayo-Ayo) :

— la phase de compression de direction Z = N075 à N090 donnant des plis et des décrochements.

— la phase de compression de direction Z = N000 donnant des failles inverses.

Nous ne connaissons pas la chronologie de ces deux phases.

Phases quaternaires :

— la phase de distension de direction X = N000 donnant des failles normales ;

— la phase de compression de direction Z = N130 donnant des décrochements ;

— la phase de distension de direction X = N000 donnant des failles normales.

La figure 17 récapitule la position des stations de mesure et les directions des différentes phases en compression et en distension observées.

Manuscrit reçu au Service des Publications de l'O.R.S.T.O.M. le 15 novembre 1977.

BIBLIOGRAPHIE

ARTHAUD (F.), 1969. — Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. XI : 729-737.

ARTHAUD (F.), CHOUKROUNE (P.), 1972. — Méthode d'analyse de la tectonique cassante à l'aide de microstructure dans les zones peu déformées. Exemple de la plateforme Nord-Aquitaine. *Rev. I.F.P.* vol. XXVII, n° 5 : 715-732.

DOBROVOLNY (E.), 1962. — Geologia del Valle de La Paz. *Dept. Nac. Geol. Minist. Min. Petr. Bol.* N° 3, La Paz.

EVERNDEN (J. F.), KRIZ (S. G.), CHERRONI (C.), 1966. — Correlaciones de las formaciones terciarias de la cuenca altiplanica a base de edades absolutas, determinadas por el método potasio-argon. *Serv. Geol. Bol. Hoja inf.* N° 1, La Paz.

FABRE (D.), ROBERT (J. P.), 1975. — Analyse expérimentale des ruptures de la couverture liées à un mouvement décrochant du socle et applications. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XCV, 3 : 175-182.

HOFFSTETTER (R.), 1971. — Le gisement d'Ayo-Ayo (Bolivie) une succession stratigraphique Pliocène-Pléistocène, datée par des mammifères. *C. R. Acad. S. C.*, Paris, t. 273 : 2472-2475, série D.

LAVENU (A.), 1976. — Failles verticales à stries verticales affectant des ignimbrites plio-quaternaires (sillar) dans le sud du Pérou (Aréquipa). *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol.*, vol. VIII, n° 1 : 3-9.

LAVENU (A.), 1977. — Neotectonica de los sedimentos pliocuaternarios de la cuenca de La Paz. *Revista de Geociencias*, vol. I, n° 1 (sous presse).

LAVENU (A.), SOULAS (J. P.), 1974. — Observations de microfailles Plio-Quaternaires en distension le long de la côte sud du Pérou. *Bull. IFEA*, III, n° 2 : 39-48.

MARTINEZ (C.), KUSSMAUL (S.), SUBIETA (T.), TOMASI (P.), 1973. — Historia estructural del Altiplano de Bolivia. Sintesis estratigrafica, tectonica y del volcanismo. II° Congreso Latino-Americano de Geologia, Caracas.

SERVANT (M.), 1977. — Le cadre stratigraphique du Plio-Quaternaire de l'Altiplano des Andes tropicales en Bolivie. — Recherches françaises sur le Quaternaire. INQUA 1977. *Supplément au Bulletin AFEQ* 1977. I, n° 50.

SOULAS (J. P.), 1974. — La chaîne andine du Pérou central. — Chronologie, orientation et style des phases tectoniques du Tertiaire supérieur. Aperçus sur la Tectonique Quaternaire. *Bull. IFEA*, IV, n° 3-4 : 127-156.

ENDOSCOPIE ET EXOSCOPIE DE GRAINS DE QUARTZ DES FORMATIONS DU PLIOCÈNE ET DU QUATERNAIRE DE LA PAZ (BOLIVIE)

R. CLOCCHIATTI*, L. LERIBAULT**, L. A. RODRIGO***

* *Laboratoire de Géochimie-Université Paris XI 91405, Orsay, France*
** *Laboratoire C.F.P., 114 Cours Galliani 33400 Talence, France.*
*** *Inst. de Geodinamica y Limnologia-Universidad Mayor de San Andrés, Casilla 96, La Paz, Bolivia*

RÉSUMÉ

Le travail exposé ici avait pour but de différencier des unités lithologiques dans la région de La Paz (formations La Paz, Chijini, Calvario) en Bolivie, de mieux situer la discordance entre la Formation La Paz et la Formation Calvario, et de définir les paléoenvironnements de ces formations.

Pour cela, nous avons utilisé deux méthodes complémentaires : l'endoscopie *(étude des inclusions fluides et solides des grains) et* l'exoscopie *(étude de la surface des grains au microscope électronique à balayage) des quartz.*

En fonction de la nature des inclusions, l'endoscopie a permis de distinguer dans les sédiments trois lots de grains respectivement d'origines granitique, filonienne et volcanique ; les quartz volcaniques marquent le début de la Formation Calvario et proviennent en majeure partie de la Cinérite de Chijini.

L'exoscopie a permis de différencier l'histoire sédimentaire des quartz filoniens et granitiques (altération, transport continental aquatique, puis parfois reprise glaciaire) de celle des quartz volcaniques plus récents et moins évolués. L'histoire géologique, particulière à des quartz très arrondis remaniés du Paléozoïque, a également été mise en évidence par cette méthode d'analyse.

RESUMEN

El presente trabajo tiene por objeto diferenciar las unidades litológicas de la región de La Paz-Bolivia (formaciones La Paz, Chijini y Calvario), ubicar mejor la discordancia entre la Formación La Paz y la Formación Calvario y definir los paleoambientes de estas formaciones.

Para ello, hemos utilizados dos métodos complementarios: la endoscopia *(estudio de las inclusiones fluidas y sólidas de los granos) y la* exoscopia *(estudio de la superficie de los granos al microscopio electronico de barrido) de los cuarzos.*

En función de la naturaleza de las inclusiones, la endoscopia a permitido distinguir en los sedimentos tres lotes de granos de origenes granítico, filoniano y volcánico respectivamente. Los cuarzos volcánicos marcan el comienzo de la Formación Calvario y provienen en su mayor parte de la Cinerita Chijini.

La exoscopia ha permitido diferencia la historia sedimentaria de los cuarzos filonianos y graníticos (alteración, transporte continental acuatico y en ciertos casos retrabajo glacial) de aquellos cuarzos volcánicos más recientes y menos evolucionados. La historia geológica particular de los cuarzos muy redondeados, retrabajados del Paleozoico ha sido igualmente puesta en evidencia por este método de analisis.

Endoscopy and exoscopy of quartz grains in Pliocene and Quarternary formations near La Paz (Bolivia)

SUMMARY

The purpose of the present work was to differentiate the lithological units in La Paz area (La Paz, Chijini, Calvario formations) in Bolivia, to precise the location of the unconformity between La Paz and Calvario formations, and to determine the palaeoenvironments of these formations.

To that purpose, we have used two complementary procedures: endoscopy *(study of fluid and solid inclusions in grains) and* exoscopy *(study of grain surfaces with scanning electron microscope) of quartz.*

According to the nature of inclusions, the endoscopic study revealed among sediments three sets of grains which are respectively of granitic, veiny and volcanic origin; the volcanic quartz underline the beginning of Calvario formation and are mainly derived from Chijini cinerite.

The exoscopic study allowed for differentiating the sedimentary lives of veiny and granitic quartz (weathering, continental transportation by waters, then sometimes renewal of glaciation) from those of more recent and less transformed volcanic quartz. Through that investigation procedure, it has also been possible to set forth the particular geological story of paleozoic reworked very rounded quartz.

ЭНДО- И ЭКЗОСКОПИЯ КВАРЦЕВЫХ ЗЁРЕН ПЛИОЦЕНОВЫХ И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЛА ПАС (БОЛИВИЯ)

РЕЗЮМЕ

Изложенная здесь работа имела целью дифференцировать литологические единицы в районе Ла Пас (образования Ла Пас, Чихини, Кальварио) в Боливии, уточнить место несогласия между образованиями Ла Пас и Кальварио, и определить палеосреды этих образований.

Для этого были использованы два дополнительных метода : эндоскопия (исследование жидких и твёрдых включений зёрен) и экзоскопия (исследование поверхности зёрен при помощи сканирующего электронного микроскопа) кварцев.

Соответственно с природой включений, эндоскопия позволила различить, в отложениях, три набора зёрен — гранитного, жильного и вулканического происхождения ; вулканические кварцы относятся к началу образования Кальварио и просходят большей частью из чихинийского цинерита.

Экзоскопия позволила отличить историю отложения жильных и гранитных кварцев (выветривание, водный континентальный перенос, и затем, иногда, ледниковое возобновление) от таковой же вулканических, более рецентных и менее развившихся кварцев. Особая геологическая история весьма окатанных, преобразованных в Палеозое, кварцев, была также выяснена при помощи этого аналитического метода.

Plan

I. Introduction

II. Stratigraphie

III. Endoscopie

1. Formation La Paz
   - A. Les grains d'origine granitique
   - B. Les grains d'origine filonienne
   - C. Les grains remaniés
2. Formation Calvario
3. Étude Endoscopique
   - A. Quartz rhyolitiques ou microgranitiques anciens
   - B. Les quartz rhyolitiques récents

IV. Exoscopie

1. Formation La Paz
   - A. Quartz granitiques et filoniens
   - B. Quartz remaniés
2. Formation Calvario inférieure
   - A. Quartz granitiques et filoniens
   - B. Quartz remaniés
   - C. Quartz volcaniques
3. Formation Calvario supérieure

V. Conclusion

Introduction

La ville de La Paz se situe au pied de la Cordillère Royale des Andes orientales de Bolivie, entre 4.000 m d'altitude dans la partie haute de la ville, et 3.500 m dans la partie basse. Cette vallée, qui s'est individualisée par érosion régressive du Rio La Paz, recoupe diverses formations plio-quaternaires de plus de 1.000 m d'épaisseur. Ces formations présentent des problèmes stratigraphiques et sédimentologiques complexes qui ne peuvent pas être résolus entièrement par les méthodes géologiques classiques. On tentera ici de résoudre certains de ces problèmes en utilisant l'analyse endo et exoscopiques des grains de quartz des dépôts détritiques et pyroclastiques.

Stratigraphie

Les échantillons étudiés furent prélevés dans les régions de Achachicala (Qda Capellani) et Calvario (Qda Viscachani). Ils correspondent à la Formation La Paz, à la cinérite Chijini et à la Formation Calvario (fig. 1 et 2).

La Formation La Paz, définie d'abord par Gregory en 1913, a été redéfinie par Troll *et al.* (1935) et Dobrovolny (1955, 1962). Elle est formée d'une succession de sables argileux, à niveaux conglomératiques dont certains se présentent sous

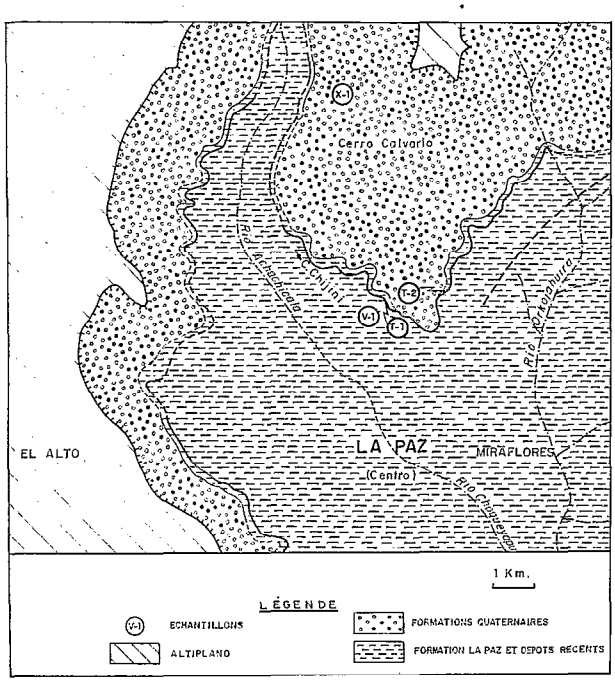


Fig. 1. — Carte de localisation (d'après Bles, 1976).

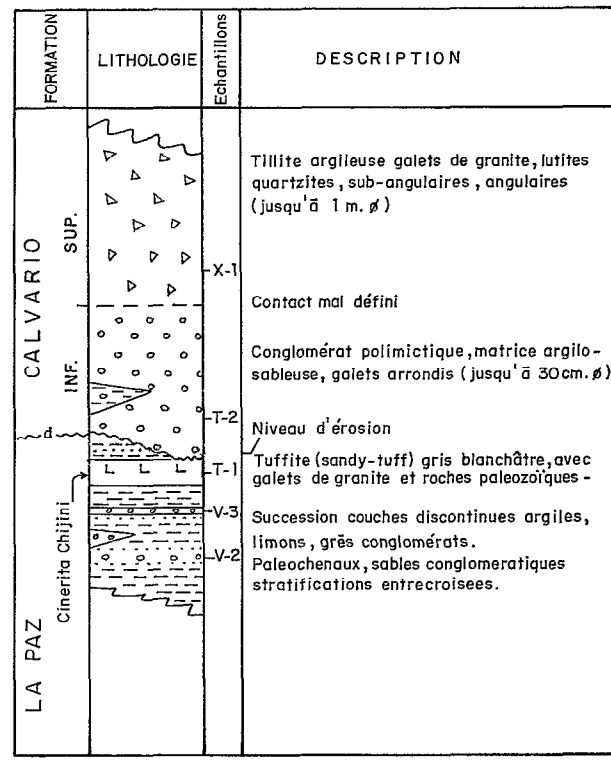


Fig. 2. — Colonne stratigraphique généralisée.

la forme de chenaux étroits et peu épais ; ces conglomérats contiennent des galets de granite, et de quarzites. Elle fut attribuée au Tertiaire supérieur (Pliocène) en raison de la présence de restes de Vertébrés (Villarroel, 1977).

Dobrovolny (1955) a individualisé une *cinérite dite Chijini*, qu'il attribue au Pléistocène. Cette cinérite reposerait, d'après cet auteur, en discordance sur la Formation La Paz. Mais Servant (1977) considère que ce niveau piroclastique est interstratifié dans la Formation La Paz. En effet, dans la coupe de Viscachani, nous avons mis en évidence plusieurs niveaux peu épais de cinérite (le niveau supérieur étant le plus épais) ; tous ces niveaux sont contenus dans la formation.

La cinérite Chijini est constituée par un tuff ou cendre volcanique de couleur blanche, ivoire à gris clair. Elle contient des fragments de granite, lutites et quarzites de dimensions variées. Il s'agit d'un sédiment hybride « piroclastique-clastique » (tuffite, *sandy-gravel tuff*). Ce sont ces caractéristiques qui rendent les datations radiométriques difficiles comme on a pu s'en rendre compte d'après les essais qui ont été effectués par Everden *et al.* (1977) et Bonhomme (comm. verbale).

Au-dessus de cette cinérite, se trouve l'*Unité 4* de Dobrovolny (1955). C'est une formation conglo-

mératique contenant des fragments de granite et de roches paléozoïques dans une matière argilo-sableuse. Dans ce niveau, les éléments d'origine glaciaire ne sont présents ni dans les galets roulés, ni dans les grains de quartz étudiés au microscope électronique à balayage. Les dépôts, qui présentent des caractères fluviatiles, reposent en discordance d'érosion sur la cinérite Chijini ; cependant la surface de discordance n'est pas toujours visible sur le terrain. Mais dans les grains de quartz étudiés par endoscopie, on trouve sans aucun doute des quartz qui proviennent de la cinérite. Ces quartz n'ont pas subi un transport long car les grains présentent des marques de chocs uniquement sur les arêtes du cristal.

L'âge de ce conglomérat n'est pas défini relativement à l'échelle chrono-stratigraphique internationale. Les analyses géologiques régionales le situe conventionnellement dans le Pléistocène ancien.

En concordance sur ce niveau de graviers se développe la *tillite Calvario*, formée de blocs de granite (pouvant atteindre 1 m de diamètre) et de fragments de lutites et quarzites paléozoïques, dans une matrice argileuse. L'échantillon étudié correspondant à cette unité provient de la Qda de Capellani (fig. 1).

Ces dernières années, certains auteurs ont mis en doute le caractère glaciaire de ce dépôt qu'ils ont alors attribué à une coulée boueuse. Mais la présence de galets striés, de graviers avec des marques de frottement groupées suivant des directions préférentielles, milite en faveur d'un dépôt glaciaire.

Endoscopie

Formation La Paz (Échantillon V.3)

Le sédiment de la Formation La Paz est caractérisé par la présence de grains de quartz peu évolués d'origines granitique et filonienne et de grains remaniés d'origines variées mal déterminées (Pl. A).

Les grains d'origine granitique

Ils constituent plus de 80 % des éléments détritiques quartzeux. L'observation à la loupe binoculaire permet de voir que les grains sont anguleux et peu usés. L'étude endoscopique, c'est-à-dire l'observation des cristaux montés dans une liqueur d'indice ($\mu = 1{,}54$) aux forts grandissements du microscope optique, permet de mettre en évidence plusieurs types d'inclusions solides et fluides.

Les Inclusions Primaires

Les inclusions solides. Elles sont représentées par les minéraux ayant cristallisé avant ou en même temps que le quartz dans le magma granitique. Les plus fréquents sont des cristaux de feldspath tabulaires ou arrondis présentant parfois des mâcles caractéristiques, des cristaux colorés (verdâtres) et pléochroïques d'amphibole, des lamelles hexagonales ou arrondies de biotite rouge, des cristaux automorphes de zircon, des baguettes d'apatite et des aiguilles submicroscopiques de rutile (voir pl. B).

Les Inclusions magmatiques. Il s'agit d'inclusions vitreuses presque totalement ou totalement cristallisées, analogues à celles décrites par Deicha (1955) et appelées par cet auteur « pores à dépôts solides » dans les quartz des granites Rapakivi. Les inclusions sont actuellement l'objet d'études très approfondies par les chercheurs de l'Institut de Géologie de Novosibirsk (Laboratoire du Professeur A. Dolgov).

La mise en évidence de ces inclusions est très difficile en raison de leurs faibles dimensions (< 5 µm) et par le fait qu'elles sont masquées par la masse, largement dominante, d'inclusions fluides secondaires. Les inclusions sont constituées par plusieurs cristaux (2 ou 3 généralement), par un pore de retrait déformé (Deicha, 1955) et par un résidu magmatique (frange de verre) difficilement visible et pas toujours présent.

Elles peuvent très facilement être confondues avec certaines inclusions à dépôt salin fortement sursaturées (Clocchiatti et El Ghozi, 1977).

Les Inclusions fluides. Les inclusions fluides sont épigénétiques, ce qui signifie qu'elles se sont mises en place dans le cristal après sa solidification. Leur disposition souligne des plans de fracture attribuables soit à des phénomènes liés à la contraction thermique, soit à des actions mécaniques liées à une ou plusieurs phases tectoniques. Le remplissage de ces cavités est généralement uniquement aqueux (inclusions monophasées) ou bien aqueux avec une phase vapeur individualisée sous forme de bulle (inclusions déphasées). Ces inclusions ont été piégées à des températures peu élevées, inférieures à 150 °C.

Les grains d'origine filonienne

Ils apparaissent d'une couleur blanche, laiteuse à l'observation à la loupe binoculaire. Très semblables aux cristaux de feldspaths des granites, ils s'en différencient essentiellement par la présence de cassures conchoïdales. L'aspect laiteux résulte de la diffraction des rayons lumineux sur les innombrables plans d'inclusions fluides très petites (5 à 10 µm) et très rapprochées les unes des autres. Si l'on admet que la distance moyenne séparant chaque inclusion est de l'ordre de 10 µm (estimation souvent inférieure à la réalité) cela nous donne 1 million d'inclusions par mm³. Les phases cristal-

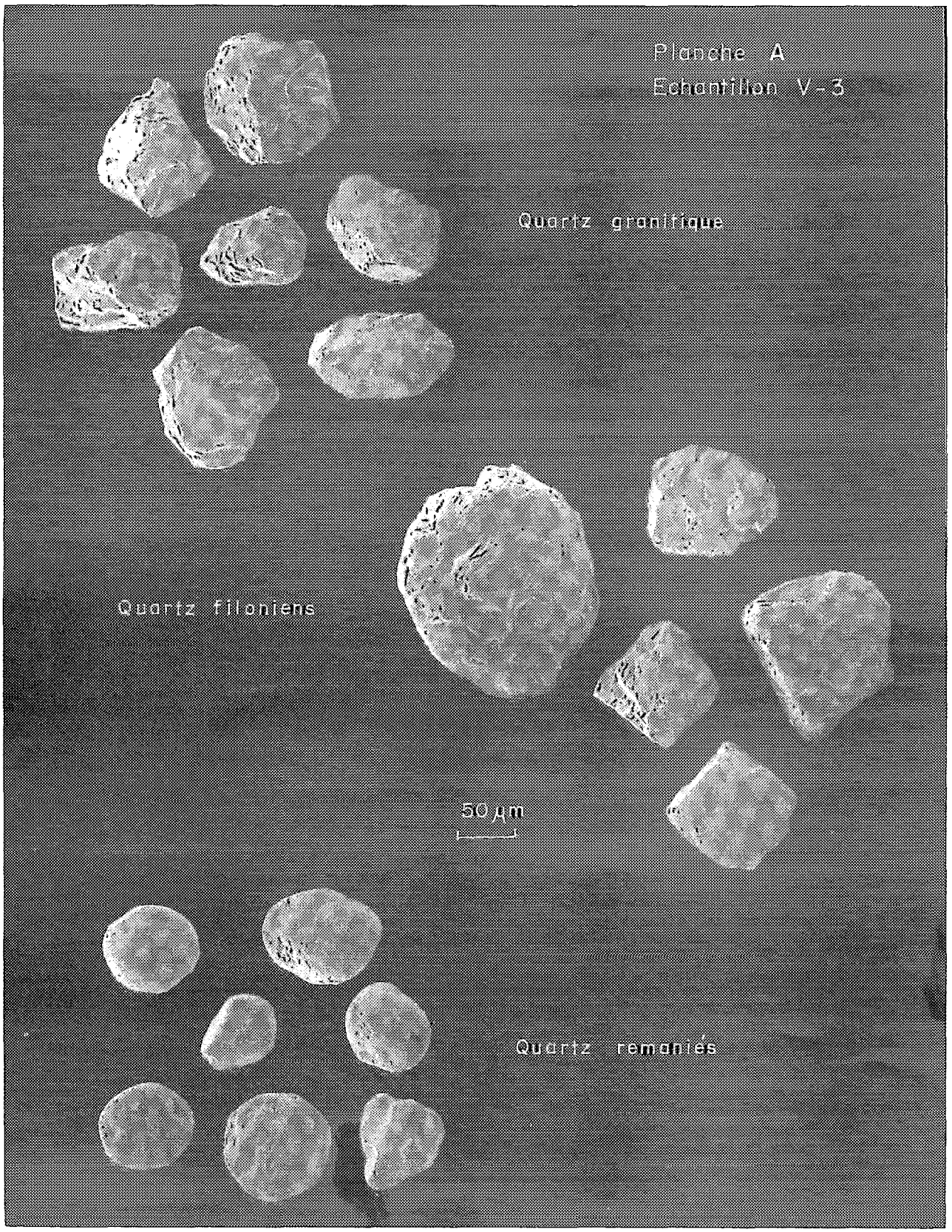


PLANCHE A : Types de grains présents dans l'échantillon V-3 de la Formation La Paz : granitiques, filoniennes, remaniés.

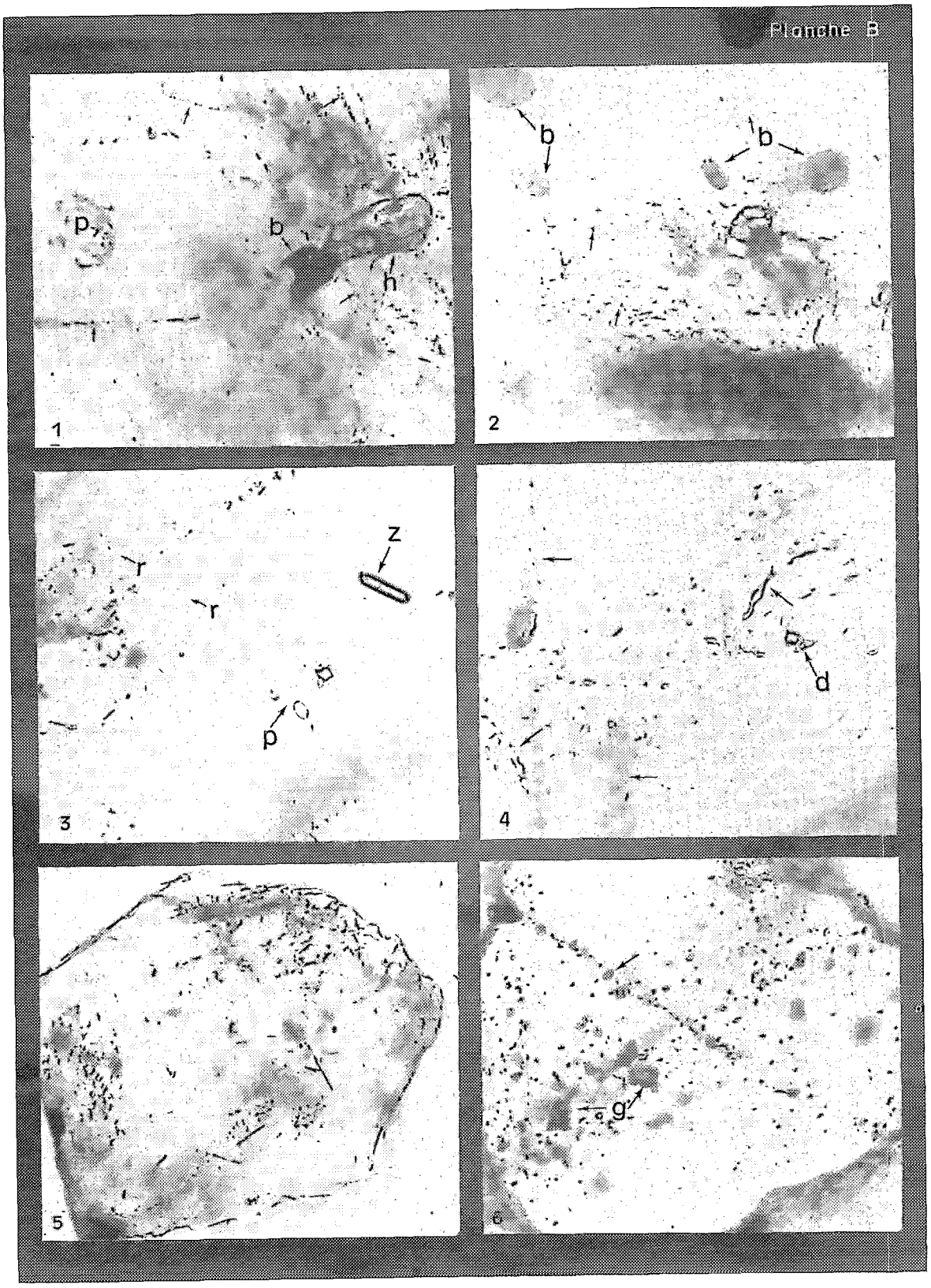


Planche B
p
b
h
1
b
b
2
z
r
r
p
3
d
4
5
g
6

lines et les inclusions magmatiques, caractéristiques des cristaux granitiques, sont absentes dans les grains d'origine filonienne.

Les grains remaniés

Les grains remaniés constituent moins de 1 % (en volume) des éléments détritiques quartzeux. Leur étude endoscopique ne peut fournir de renseignements utiles car les zones d'alimentation ne sont pas connues. Toutefois, nous avons observé parmi ces grains des cristaux d'origine granitique et des cristaux d'origine hydrothermale.

Formation Calvario (Échantillon T. 2)

On rencontre dans la Formation Calvario, en plus de toutes les catégories de grains que nous venons de décrire dans la Formation La Paz, des cristaux automorphes, rarement entiers, de quartz éruptif (quartz B) (pl. C).

Ces cristaux sont caractérisés par un éclat très vif, adamantin, lié d'une part à l'absence ou à la rareté des inclusions fluides, d'autre part à la présence sur la surface des cristaux de traces de fusion magmatique. Les cristaux sont des dihexaèdres négatifs, ils résultent de l'accollement de deux pyramides par une base hexagonale commune. Parfois les pyramides sont séparées par un prisme, caractérisée par une hauteur très réduite. Certains cristaux montrent un développement inégal des faces. Les plans de fracture de ces cristaux montrent des cupules qui sont des lacunes de cristallisation à remplissage vitreux.

Étude endoscopique

Tous les cristaux d'origine magmatique et notamment le quartz, renferment des petites quantités de lave figée sous forme d'un verre silicaté ou bien cristallisée, en fonction de la vitesse de refroidissement de la lave (Clocchiatti et Mervoyer, 1976).

La morphologie, la densité, la disposition, les dimensions et la nature du remplissage de ces cavités sont caractéristiques pour un type de lave donnée (Clocchiati, 1975). Dans les sédiments du Quaternaire continental, nous avons pu distinguer en fonction des caractères de leurs inclusions, quatre types de cristaux de quartz éruptif provenant de quatre formations distinctes. Actuellement une seule de ces formations a été individualisée sur le terrain, il s'agit de la cinérite de Chijini.

Quartz rhyolitiques ou microgranitiques anciens

Ils contiennent des inclusions de dimensions importantes (> 70 µm) dont le remplissage vitreux initial a été transformé en un mélange de calcédoine, oxydes de fer et minéraux argileux. Cette altération est liée à la fracturation des cristaux et à la pénétration de fluides (actuellement présents sous forme d'inclusions aqueuses) qui sont venus lessiver les inclusions vitreuses.

En effet, les plans d'inclusions vitreuses constituent des discontinuités dans la structure des cristaux donc des plans de moindre résistance favorables à toute fracturation.

Les inclusions de dimensions inférieures à 70 µm ont conservé leur remplissage vitreux car leur petite taille les rend moins vulnérables aux actions mécaniques. Les inclusions sont diphasées ; en plus d'une phase vitreuse dominante, elles possèdent un vide de retrait (bulle) de dimension importante (1/6 à 1/10 du volume de la cavité).

La dimension du vide de retrait traduit une évolution du remplissage de la cavité par cristallisation du minéral hôte aux dépens du liquide magmatique piégé (Clocchiati et Weiss, 1973). Ce type d'inclusion est caractéristique des laves à refroidissement très lent. Par rapport aux autres cristaux de quartz d'origine éruptive, les grains de ce type sont quantitativement négligeables (< 0,1 %).

Les quartz rhyolitiques récents

Ils se distinguent des précédents par leur aspect brillant en liaison avec l'absence totale d'inclusions

---

<– Planche B : 1 à 5. — Cristaux d'origine granitique dans la formation La Paz.

1. Inclusions cristallines de feldspaths (P), d'amphibole (h) et de biotite (b) recoupées par des plans d'inclusions fluides secondaires indiquées par les petites flèches. Échelle 1 cm = 50 µm.
2. Paillettes de biotite (b) recoupées par un plan d'inclusions aqueuses monophasées indiquées par les petites flèches. Échelle : 1 cm = 25 µm.
3. Sur le côté gauche de la photo on aperçoit des alignements d'inclusions aqueuses secondaires qui recoupent des plans d'aiguilles de rutile (2) submicroscopiques orientées NE-SW. Au centre du cliché de fines lamelles feldspathique (p) et en haut à droite un cristal de zircon (2). Échelle 1 cm = 25 µm.
4. Alignements d'inclusions aqueuses monophasées (flèches). Sur la droite du cliché on aperçoit une inclusion aqueuse avec la bulle de vapeur (inclusion diaphasée d). Échelle 1 cm = 15 µm.
5. Vue d'ensemble d'un cristal de quartz contenant des cristaux aciculaires d'apatite et de rutile. Échelle 1 cm = 100 m.
6. Cristal remanié caractérisé par un grand nombre d'alignements d'inclusions à remplissage uniquement gazeux (g) d'origine indéterminée. Échelle 1 cm = 25 µm.

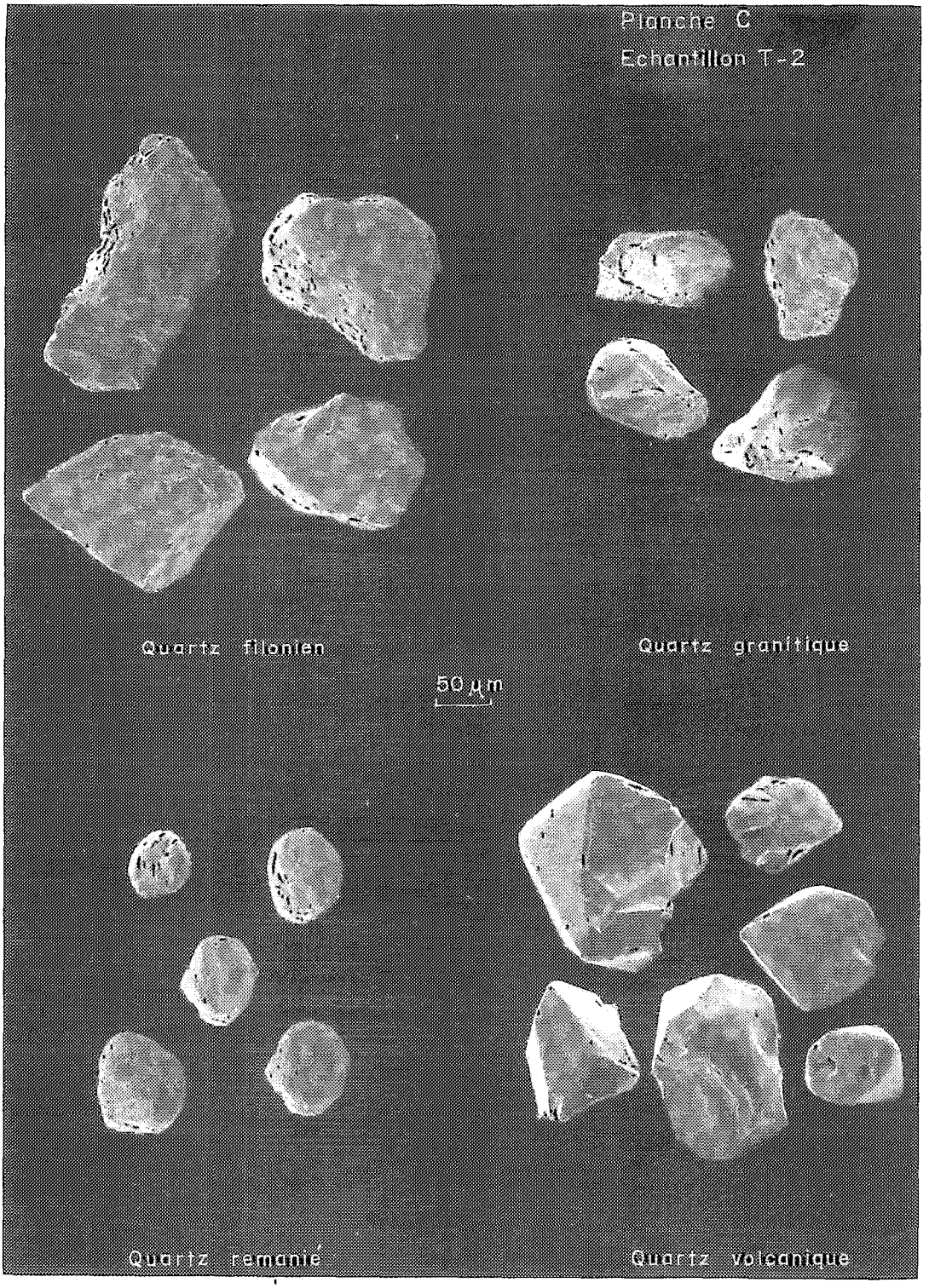


PLANCHE C : Différents types de grains de quartz dans l'échantillon T-2 de la partie inférieure de la Formation Calvario : filoniens, granitiques, remaniés et volcaniques.

fluides. Ils proviennent donc de matériaux n'ayant subi aucune contrainte tectonique et préservés de toute action hydro-thermale. Les caractères de leurs inclusions permettent de distinguer trois types de cristaux :

Cristaux contenant des inclusions vitreuses monophasées en forme de dihexaëdre négatif suivant l'habitus cristallin du minéral hôte (planche C-1). Leur dimension maximale peut atteindre et dépasser 150 m. Les plus grandes inclusions sont partiellement décrépitées ; en effet, on peut observer qu'à partir de la cavité, s'amorce une cassure conchoïdale (planche C-3).

Plusieurs bulles apparaissent en relation avec l'augmentation de volume liée à la perte d'étanchéité de la cavité. Ces bulles peuvent être considérées comme des vides de retrait ou bien comme le résultat d'une démixtion partielle de la phase volatile dissoute dans le remplissage magmatique de l'inclusion par suite de la diminution de pression.

Les inclusions monophasées sont caractéristiques des formations volcaniques qui subissent un refroidissement très brusque lors de leur émission comme certaines ponces, les cinérites et les pyroclastiques. Les cristaux décrits ont été retrouvés dans la cinérite de Chijini. Dans la roche mère ils n'ont subi aucun remaniement ainsi que le témoigne la très fragile gaine de verre bulleuse qui les recouvre.

Cristaux contenant des inclusions vitreuses pluriphasées. La morphologie générale des cavités est analogue à celle des inclusions décrite dans les cristaux de la cinérite de Chijini. Le remplissage vitreux est presque entièrement remplacé par des cristaux de quartz et de biotite verte. Les cristaux de quartz sont disposés en couronne contre les parois de la cavité et de manière quelconque dans la partie centrale.

Les cristaux de biotite se disposent contre les cristaux de quartz (CLOCCHIATTI, 1975). Ce type d'inclusion a été décrit dans des coulées de ponces à refroidissement lent (CLOCCHIATTI et MERVOYER, 1976).

La roche mère de ces cristaux n'a pas encore été individualisée sur le terrain, peut-être proviennent-ils des autres niveaux pyroclastiques de la Formation La Paz.

Cristaux avec inclusions magmatiques presque totalement cristallisées sous forme de très fins minéraux non déterminables au microscope optique. Les cristallites résultent d'un phénomène de dévitrification (opalisation) qui est aussi responsable de la démixtion des constituants volatils et de l'éclatement partiel des cavités. Les inclusions pourraient être, du point de vue génétique, comparables aux inclusions de type 2 décrites précédemment donc provenir de la même roche mère.

EXOSCOPIE

L'exoscopie des quartz consiste à étudier les grains au microscope électronique à balayage, afin de déterminer leur histoire sédimentaire grâce à l'identification des microcaractères d'origine variée (chimique, mécanique, biologique) qui ont progressivement modifié leur surface au cours de celle-ci (LE RIBAULT, 1977).

Les différents stocks de quartz constituant les échantillons V3, T2 et X1 ont donc été soumis à l'analyse exoscopique (*) afin de chercher à déterminer les événements sédimentaires auxquels chacun d'eux a été soumis. Les résultats obtenus sont résumés sur la figure 3.

Formation La Paz (Échantillon V3)

Quartz granitiques et filoniens (planche E 1 à 4)

Les quartz granitiques et filoniens ont connu la même histoire géologique ; celle-ci se marque par les épisodes successifs suivants (dans l'ordre chronologique) :

Altération au sein de la roche-mère, avec formation d'une pellicule siliceuse plus ou moins épaisse, présentant parfois une morphologie caractéristique en coulées orientées (planche E-1).

Transport continental aquatique de haute énergie : la pellicule siliceuse héritée de l'altération est recoupée par de grandes traces de choc fréquemment en forme de cupules (planche E-1) ; quand la pellicule est absente, ces traces de choc entaillent directement la surface du quartz (planche E-2).

Reprise continentale aquatique de basse énergie : cette reprise, qui correspond au milieu de sédimentation finale de l'échantillon V3, se traduit par la précipitation de nombreux globules siliceux sur toute la surface des quartz, y compris sur le sommet des arêtes (planche E 1 à 4) ; en outre, toutes les traces de choc provoquées par le transport antérieur de haute énergie sont polies (planche E-3).

Quartz remaniés (Planche E, 5 et 6)

Ces quartz, généralement très arrondis, sont d'anciens grains sédimentaires fossilisés (origine

(*) Travaux réalisés sur le microscope électronique à balayage CAMECA M.E.B. 07 du Laboratoire Central de la Compagnie Française des Pétroles à Talence (France).

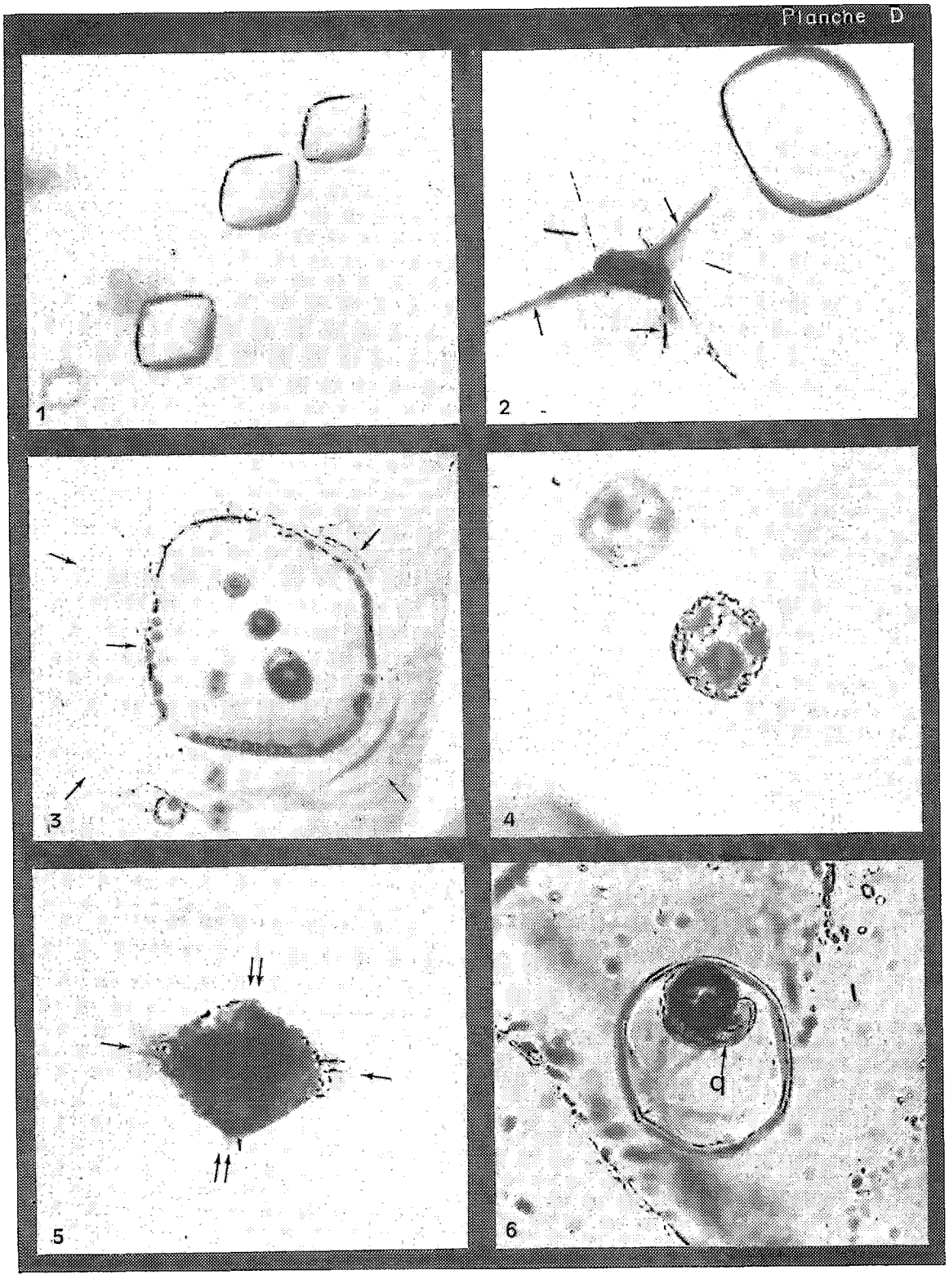


Planche D
1
2
3
4
5
6
q

supposée : grès paléozoïques) puis libérés et repris avant de se déposer finalement en compagnie des quartz granitiques et filoniens décrits plus haut. Leur histoire est la suivante :

Évolution marine côtière : la surface des quartz est entaillée de nombreuses traces de choc éoliennes en croissant (planche E-5) dont certaines, polies (planche E-6) sont exploitées par des figures de dissolution sur les parties des grains les plus exposées au brassage ; ces caractères sont généralement observés sur les quartz évoluant en milieu marin côtier, où les allées et venues entre la zone intertidale et les dunes littorales sont très fréquentes.

Fossilation et grésification : la grésification des sables est indiquée par des restes de ciment siliceux qui se présentent sous forme de pointements cristallins masquant plus ou moins les croissants de choc d'origine éolienne (planche E-6).

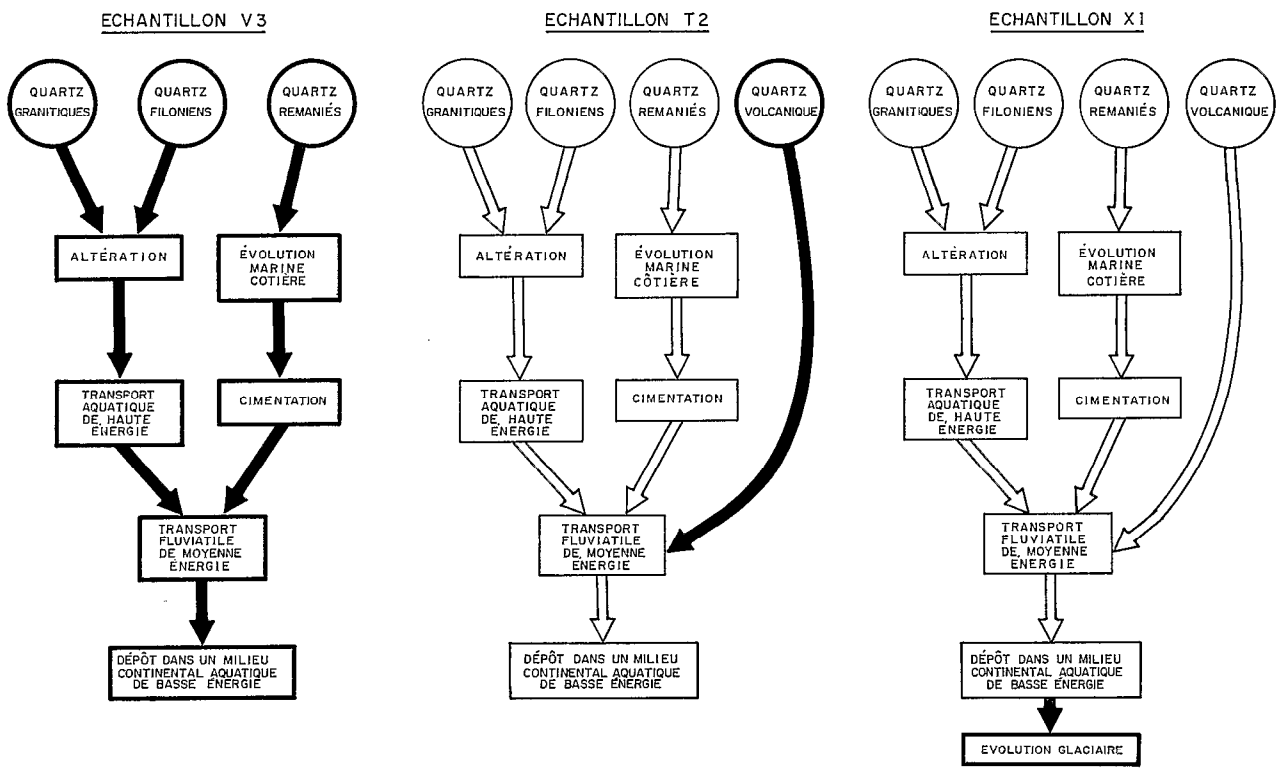
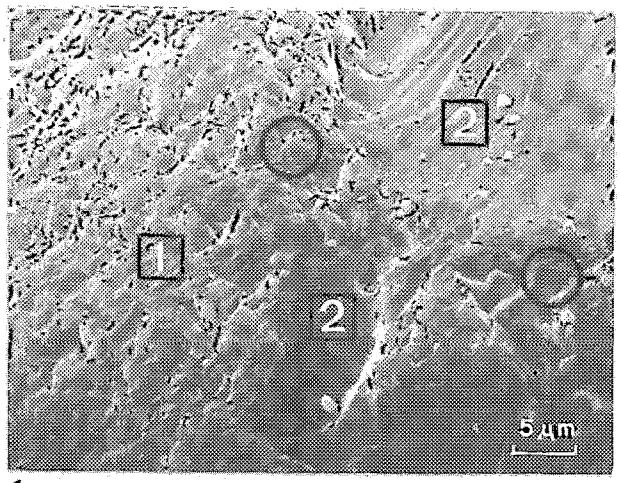


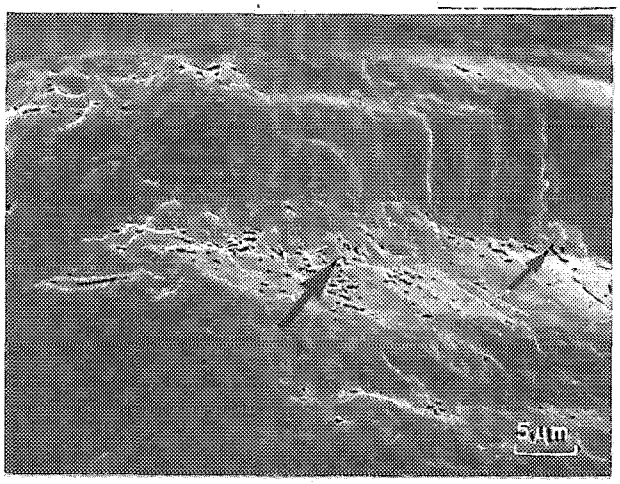
Fig. 3. — Évolution des différents types de quartz.

← PLANCHE D : Cristaux d'origine volcanique dans la Formation Calvario inférieure.

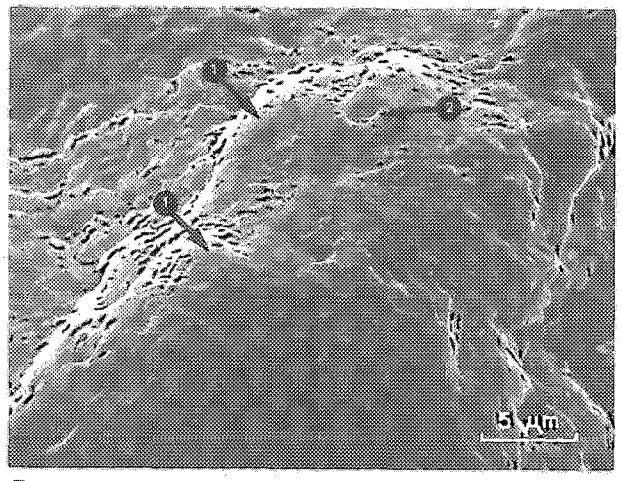
1. Inclusions vitreuses à remplissage monophasé. Leur morphologie rappelle le « dihexaèdre négatif ». On rencontre ce type d'inclusion (type I) dans le sédiment de la Formation Calvario et dans la cinérite de Chijini. L'axe sénaire des cavités est orienté parallèlement à l'axe sénaire du minéral hôte. Échelle : 1 cm = 100 μm.
2. En haut à droite inclusion vitreuse monophasée caractérisée par un développement inégal des faces (111) de la cavité. On remarque aussi plusieurs cristaux aciculaires d'apatite et un pyroxène noir qui provoquent une fracture (flèches) dans le minéral hôte. Échelle : 1 cm = 50 μm.
3. Inclusion vitreuse partiellement décrépitée. Un chapelet de bulles souligne le contour de la cavité initiale. Les flèches indiquent l'amorce d'une cassure conchoïdale qui n'a pas abouti à l'éclatement total du cristal. Cinérite de Chijini. Échelle : 1 cm = 10 μm.
4. Inclusion cristallisée de type 2. On remarque la couronne de cristaux de quartz tapissant les parois de la cavité et deux vides de retrait de dimensions importantes. Cristaux de provenance non encore déterminée. Échelle : 1 cm = 25 μm.
5. Inclusion de type 3 finement cristallisée (opalisation) ayant perdu ses éléments volatils. Remarquer l'amorce de fentes axiales (flèches) et équatoriales (flèches doubles) dans lesquelles se sont accumulés les éléments volatils (H_2O — CO_2) actuellement visibles sous forme d'inclusions gazeuses. Cristaux de provenance non encore déterminée. Échelle : 1 cm = 25 μm.
6. Inclusion vitreuse avec vide de retrait encroûté par une cristallisation de quartz (q). Remarquer la présence d'alignements d'inclusions fluides secondaires (flèches), absentes dans tous les cristaux précédents et marquant le caractère ancien de ce grain. Cristal de provenance non déterminée ; probablement filons microgranitiques ou ryholites anciennes. Échelle : 1 cm = 10 μm.



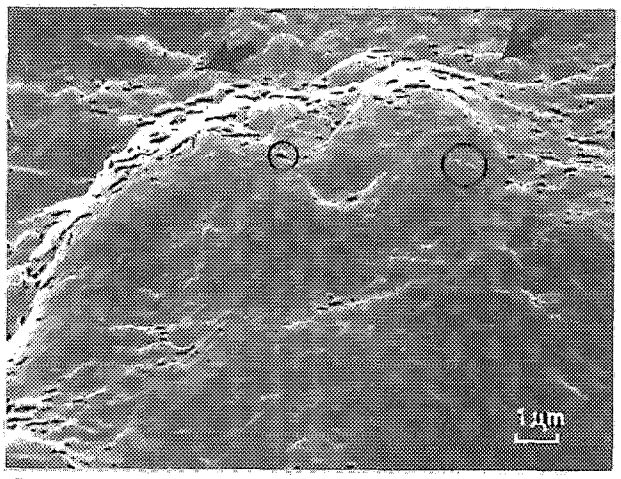
1



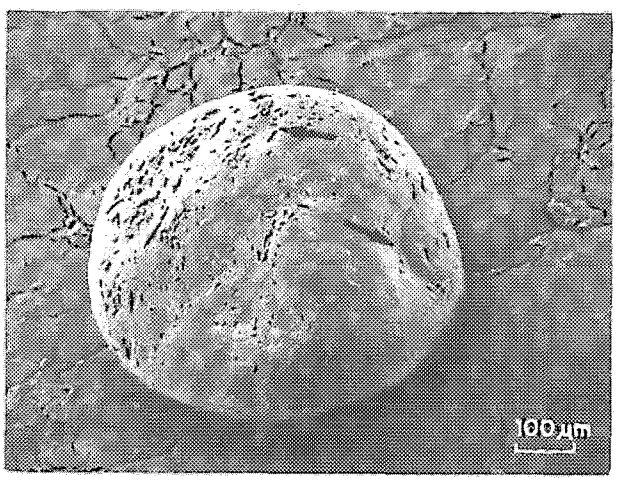
2



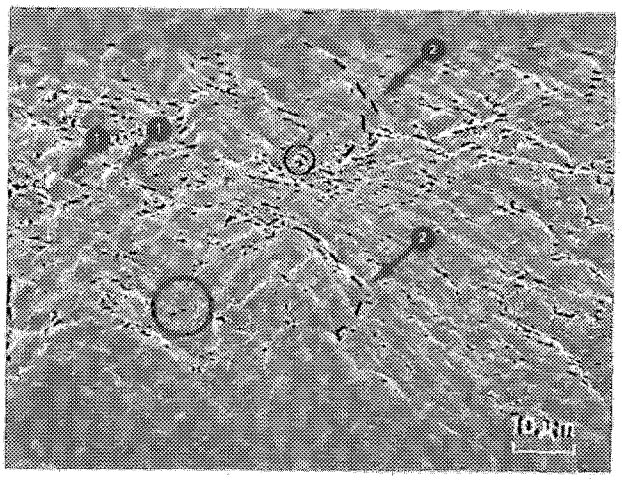
3



4



5



6

Reprise continentale aquatique de basse énergie : les grains libérés au cours du processus d'altération des grès ont été transportés puis se sont finalement sédimentés dans un milieu continental aquatique de basse énergie marqué par le polissage des pointements cristallins et les globules siliceux parsemant toute la surface des grains (planche E-6).

Formation Calvario inférieure

Quartz granitiques et filoniens (planche F, 7 et 8)

Ils présentent les mêmes caractères superficiels (et donc la même histoire sédimentaire) que leurs homologues de l'échantillon V3, exception faite des traces héritées d'un épisode fluviatile de moyenne énergie, qui apparaissent encore nettement ici et ont peut-être disparu sur les grains de V3 à cause d'une plus longue reprise finale dans un milieu aquatique de basse énergie. Les épisodes sédimentaires successifs sont les suivants :

Altération

Transport continental aquatique de haute énergie

Évolution fluviatile de moyenne énergie : apparition de nombreuses traces de choc à gradient de polissage (planche F-8).

Dépôt final dans un *milieu continental aquatique de basse énergie.*

Quartz remaniés (planche F-9)

Leur histoire est en tous points semblables à celle des quartz remaniés de l'échantillon V3 :

Évolution marine côtière

Fossilation et grésification

Reprise continentale aquatique de basse énergie.

Quartz volcaniques (planche F, 10 à 12)

Ces quartz présentent un aspect beaucoup plus « frais » que ceux appartenant aux catégories précédemment décrites. Leur histoire est la suivante :

Transport fluviatile (planche F, 10 et 11) : présence de chocs à gradient de polissage localisés essentiellement sur les arêtes.

Dépôt final dans un *milieu continental aquatique de basse énergie* : précipitation de globules siliceux (planche F-12) sur toute la surface des grains, y compris sur le sommet des arêtes.

Formation Calvario supérieure

Quel que soit le type de quartz, cet échantillon se caractérise par l'apparition de traces d'origine *glaciaire* (en particulier des figures de frottement) qui se superposent à toutes celles décrites sur les grains des échantillons précédents (pl. G, 16 et 17).

Conclusion

L'analyse endoscopique des grains de quartz correspondants aux différents échantillons étudiés permet d'établir :

(a) L'absence de fragments de quartz d'origine volcanique dans la partie supérieure de la Formation La Paz et la présence de fragments d'origine granitique, quartz filoniens et quartz remaniés à partir de roches sédimentaires plus anciennes.

(b) La présence de cristaux de quartz avec inclusions vitreuses caractéristiques, dans une ponce vitreuse typique de la cinérite Chijini. Dans cette tuffite (sandy-tuff) se rencontrent en plus, des

---

← Planche E : Échantillon V3.

1. — *Quartz granitique.* Trois évolutions successives apparaissent sur ce cliché : l'altération du grain au sein de la roche dont il est originaire se traduit par une épaisse pellicule siliceuse en coulées (1) ; celle-ci est recoupée par de grandes cupules de choc (2) dues à un transport dans un milieu aquatique de haute énergie ; enfin, les nombreux globules siliceux (cercles), qui parsèment toute la surface du quartz et s'étendent même sur ses arêtes, montrent que l'environnement de dépôt final est de type continental aquatique de basse énergie.

2. — *Quartz Filonien.* Sur ce grain, on n'observe aucune trace d'altération, mais le transport aquatique de haute énergie se marque par une grande trace de choc emplie de nombreux dépôts siliceux fluviatiles (flèches).

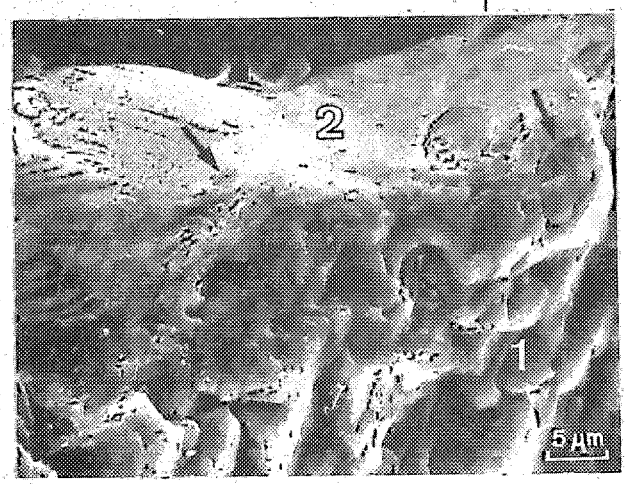
3. — *Quartz filonien.* Sur un autre grain, le transport final dans un milieu continental aquatique de basse énergie apparaît plus nettement sous forme du polissage des sommets (1) et de toutes les traces de choc (2) qui affectent ces derniers.

4. — *Quartz filonien.* Détail de la photographie précédente. A plus fort grandissement, on constate que les dépôts siliceux globuleux d'origine fluviatile s'étendent non seulement sur les faces planes (flèches), où ils sont très nombreux, mais aussi, en plus faible densité, sur les arêtes elles-mêmes (cercles), ce qui est un indice de très basse énergie.

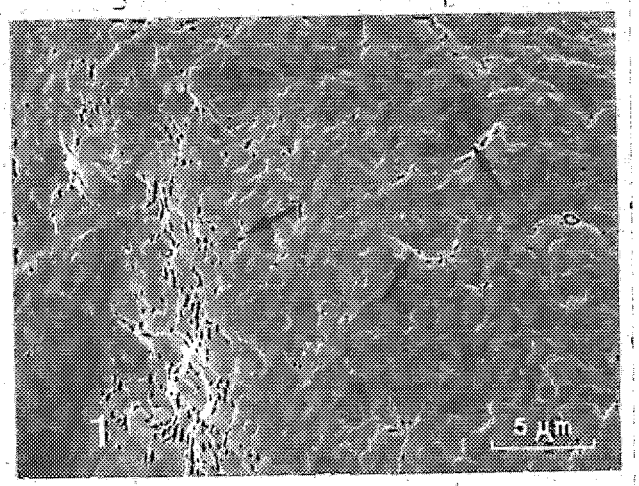
5. — *Quartz remanié.* Tous les grains de ce type, très arrondis, portent de nombreuses traces de choc en croissant (flèches), visibles même à faible grandissement et qui sont l'indice d'une violente éolisation.

6. — *Quartz remanié.* La surface de tous les quartz anciens arrondis est en partie recouverte d'un ciment siliceux très résistant qui se présente sous forme de pointements cristallins (1) masquant plus ou moins les croissants de choc éoliens polis (2) par une longue évolution aquatique antérieure à la cimentation. Mais les pointements cristallins eux-mêmes ont été émoussés à leur tour par la reprise finale fluviatile qui a parsemé de globules siliceux (cercles) toute la surface des grains.

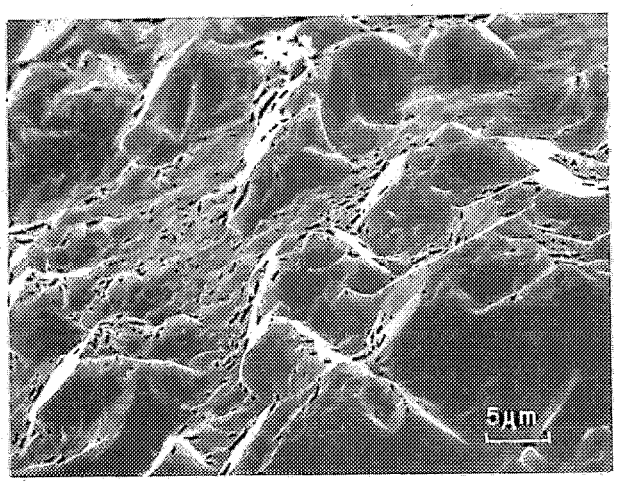
Echantillon T 2 | Planche F



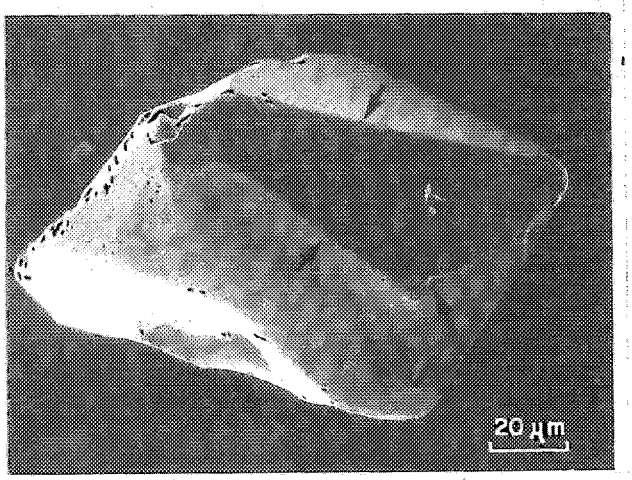
7



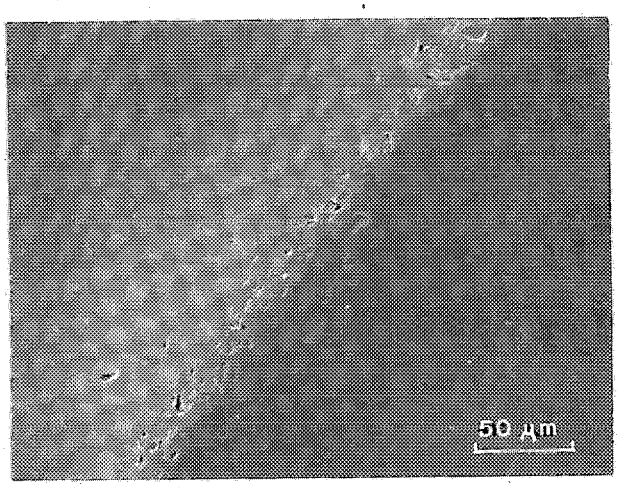
8



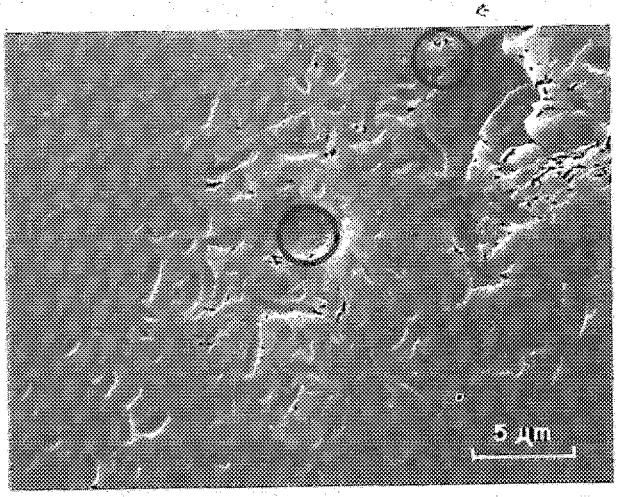
9



10



11



12

fragments de quartz d'origine granitique, filonienne et sédimentaire en petite proportion.

(c) Dans le niveau conglomératique immédiatement supérieur à la cinérite Chijini (partie inférieure de la Formation Calvario) se trouvent des grains de quartz d'origine granitique, filonienne, sédimentaire et volcanique. Ces derniers peuvent provenir de la cinérite Chijini et d'une autre formation volcanique encore indéterminée.

(d) L'échantillon provenant de la partie supérieure de la Formation Calvario, présente des fragments de quartz de même origine que la partie inférieure, mais la quantité de grains de quartz volcaniques est insignifiante.

Les analyses en exoscopie, réalisées au microscope à balayage précisent l'histoire sédimentologique des grains de quartz étudiés.

(a) L'évolution finale des échantillons V3 et T2 (Formation La Paz et Formation Calvario, partie inf.) est identique : il y a d'abord eu un transport fluvial d'énergie moyenne et ensuite dépôt dans un milieu continental aquatique de basse énergie. Si on considère les caractéristiques sédimentologiques générales (textures et structures sédimentaires), l'échantillon T2 correspond à un dépôt fluvial, caractérisé par un transport très important de matériel en suspension, alors que l'échantillon V3 correspond à un dépôt lacustre de basse énergie.

(b) L'échantillon X1 qui provient de la partie supérieure de la Formation Calvario, montre, en plus de l'évolution décrite dans le précédent paragraphe, une action glaciaire nette.

(c) Les quartz volcaniques de la partie inférieure de la Formation Calvario présentent des marques de chocs uniquement sur les arêtes de cristal, ce qui indique qu'il y a eu transport sur une courte distance.

Les résultats obtenus permettent de proposer les conclusions suivantes :

(a) Présence d'une discordance d'érosion au-dessus de la cinérite Chijini. Par conséquent il faut placer la limite supérieure de la Formation La Paz au niveau de cette surface d'érosion, laissant la cinérite Chijini comme guide stratigraphique au sein de la Formation La Paz.

(b) Les sédiments de la Formation La Paz, proviennent des granites et des roches paléozoïques de la Cordillère Royale, ils se sont déposés dans un milieu lacustre.

(c) Les sédiments de la partie inférieure de la Formation Calvario ont la même origine que les sédiments de la Formation La Paz mais il s'y est ajouté un matériel remanié de la cinérite Chijini. Ces sédiments ont été déposés par une rivière de basse énergie.

(d) Les matériaux de la partie supérieure de la Formation Calvario ont la même origine que les précédents, mais le nombre peu important de quartz volcaniques indique que l'érosion de la cinérite Chijini a été localisée à la zone d'apport. La partie supérieure de la Formation Calvario est de type glaciaire.

Manuscrit reçu au Service des Publications de l'O.R.S.T.O.M. le 29 mars 1978.

← PLANCHE F : Échantillon T2.

7. — *Quartz filonien.* La pellicule siliceuse en coulées (1), formée lors de l'altération du grain au sein de la roche-mère, est entaillée par une grande trace de choc (2) dont le bord est poli et affecté de nombreuses petites traces de choc à gradient de polissage (flèches). Noter également la présence des globules siliceux fluviatiles qui parsèment toute la surface du grain. *L'évolution de celui-ci est donc la suivante* : 1. altération ; 2. Reprise aquatique de haute énergie ; 3. dépôt final dans un milieu continental aquatique de basse énergie.

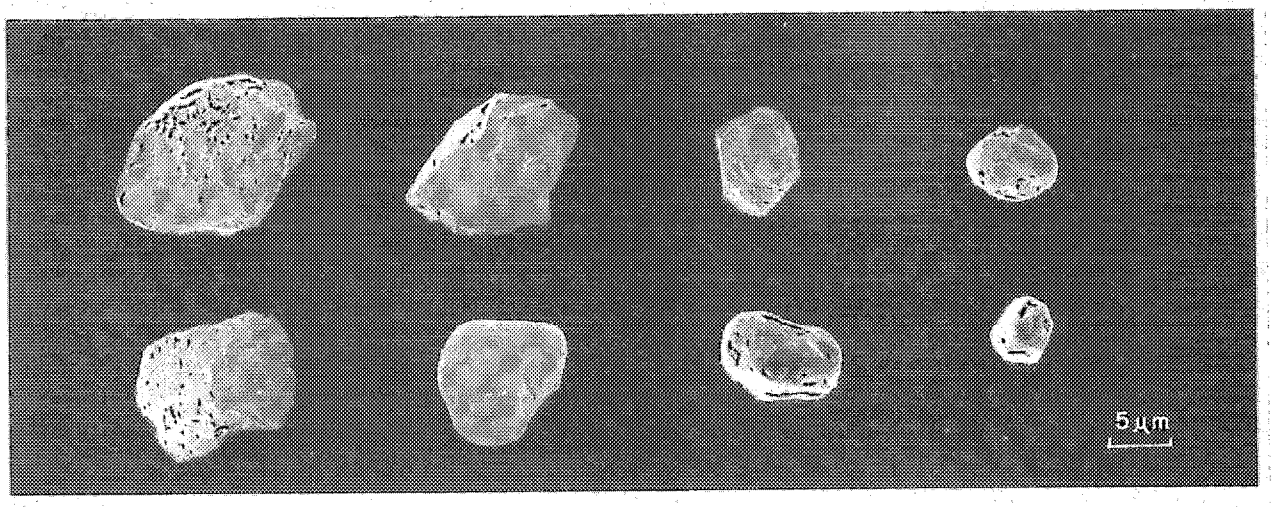
8. — *Quartz granitique.* En (1), on reconnaît une trace de choc de grande taille. Mais elle est très émoussée et toute la surface du grain est recouverte d'une multitude de traces de choc à gradient de polissage (flèches) qui indiquent un très long transport dans un milieu fluviatile de moyenne énergie. Ce grain, contrairement à la majorité des autres constituants de l'échantillon T2, n'a pas encore acquis les caractères du dépôt final dans un environnement continental aquatique de basse énergie : en effet, les globules siliceux sont beaucoup plus rares que ceux visibles sur le cliché 7, ce qui indique une arrivée récente du grain dans cet environnement final.

9. — *Quartz remanié.* L'histoire des grains de ce type est en tous points semblable à celle de leurs homologues de l'échantillon V3. On reconnaît ici les restes du ciment siliceux sous forme de pointements cristallins au sommet légèrement arrondi et entaillé de traces de choc à gradient de polissage.

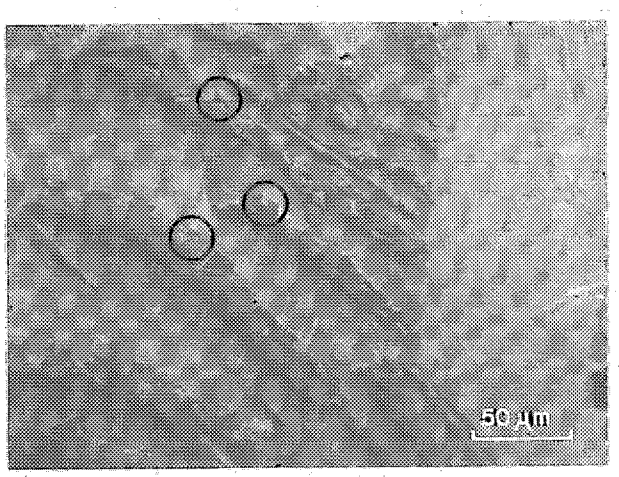
10. — *Quartz volcanique.* Vue générale. Sur les quartz de ponce, dont l'origine est très proche, le transport ne se marque que par des traces de choc localisées surtout sur les arêtes (flèches).

11. — *Quartz volcanique.* Détail de la photographie précédente.

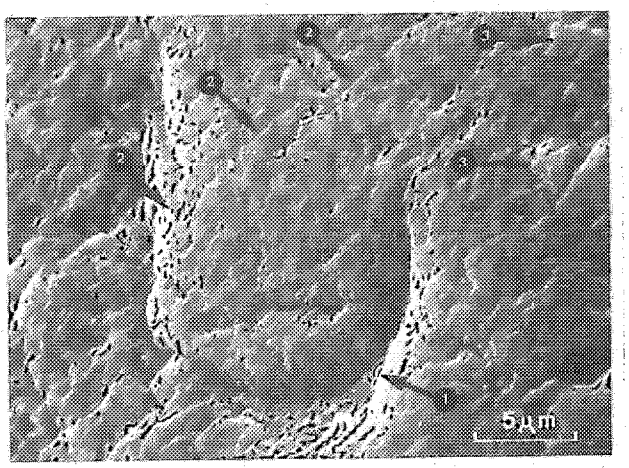
12. — *Quartz volcanique.* Détail de la photographie précédente. Toutes les traces de choc présentent un léger émoussé de leur contour. En outre, de nombreux globules siliceux (cercles) parsèment cette arête. Après un transport dans un milieu fluviatile de moyenne énergie, le grain s'est donc déposé dans un environnement continental aquatique de basse énergie.



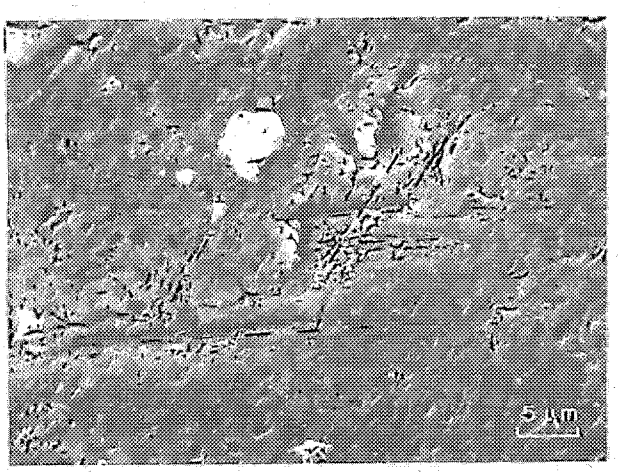
13



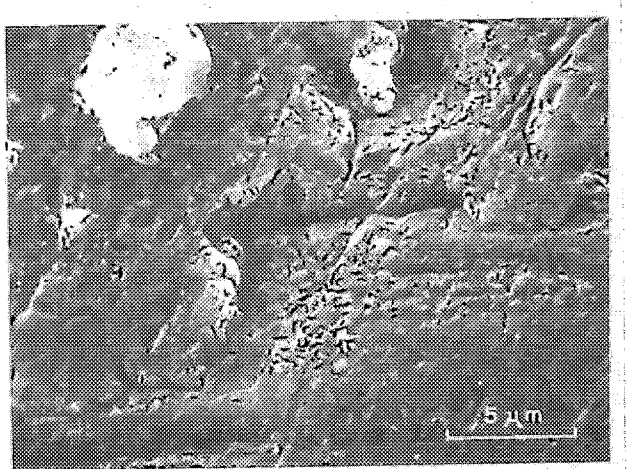
14



15



16



17

BIBLIOGRAPHIE

BLES (J. L.), 1976. — Características litoestratigráficas de la cuenca de La Paz y alrededores. *Inf. Geologico* n° 5. Alcadia Municipal, La Paz, 34 p.

CLOCCHIATTI (R.), 1970. — Étude des inclusions vitreuses et de leur altération : un exemple régional des Alpes dolomitiques. *Bull. Suisse Minéral. Pétrogr.* 50, 1 : 159-168.

CLOCCHIATTI (R.), WEISS (J.), 1973. — Mise en évidence par par l'analyseur ionique de la croissance d'un minéral aux dépens de la phase vitreuse piégée dans ses lacunes de cristallisation. *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 275 : 3405-3408.

CLOCCHIATTI (R.), 1975. — Les inclusions vitreuses des cristaux de quartz. Étude optique, thermo-optique et chimique. Applications géologiques. *Mém. Soc. Géol.* France. T. LIV, mém. 122 : 1-96.

CLOCCHIATTI (R.), 1975. — Des reliquats magmatiques. *La recherche*, vol. 6 : 669-672.

CLOCCHIATTI (R.), MERVOYER (B.), 1976. — Contribution à l'étude des cristaux de quartz de la Guadeloupe. *Bull. BRGM.* Sect. IV n° 4 : 311-324.

CLOCCHIATTI (R.), EL GHOZI (T.), 1977. — Les inclusions à dépôts salins des cristaux de quartz de la « granodiorite quartzique ». *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 284 : 263-267.

DEICHA (G.), 1955. — Les lacunes des Cristaux et leurs inclusions fluides. Masson et Cie Paris.

DOBROVOLNY, 1955. — Preliminary report on the geology of the upper La Paz valley, Bolivia. *Misión Norteamericana en Bolivia. Ined.*

DOBROVOLNY, 1963. — Geologia del valle de La Paz. *Bol. Depto. Nacional de Geologia*, n° 3, 153 p.

EVERNDEN (J. F.), KRIZ (S. J.), CHERRONI (C.), 1977. — Potasium-Argon Ages of Some Bolivian rocks. *Econ. Geol.* vol. 72 : 1042-1061.

GREGORY (H. E.), 1913. — The La Paz, Bolivia gorge. *Am. Journ. Scienc.* ser. 4, vol. 36 : 141-150.

LE RIBAULT (L.), 1977. — L'exoscopie des quartz, Masson et Cie éditeurs, Paris, 150 p.

SERVANT (M.), 1977. — Le cadre stratigraphique du Plio-Quaternaire de l'Altiplano des Andes Tropicales en Bolivie. *Sup. Bull. AFEQ* n° 50 : 323-327.

TROLL (L.), FINSTERWALDER (R.), 1935. — Die Karten de Cordillera Real und des Talkessels von La Paz (Bolivien) und die Diluvialgeschichte der zentrale Anden. Petermanns Mitt., t. 81, n° 12 : 445-455.

VILLARROEL (C.), 1978. — Revalidación y redescripción de *Posnanskytherium desaguaderoi* Liendo, 1943 ; *Toxodontidae (Notongulata)* del Plioceno superior boliviano. *Revista Serv. Geol. Bol.*, n° 16 (sous presse).

← PLANCHE G : Échantillon X1.

13. — Les principaux types de grains présents dans l'échantillon X1.

14. — *Quartz volcanique.* Grande cassure conchoïdale en « marches d'escalier », dont les arêtes sont recoupées par de nombreuses et profondes petites traces (cercles) qui pourraient être assimilées à des figures de broyage ; toutefois, ce type de microformes étant parfois observé sur les quartz torrentiels, dunaires et intertidaux, il ne suffit pas à affirmer que ce grain de quartz a été soumis à une évolution glaciaire.

15. — *Quartz remanié.* L'évolution de ce quartz est la même que celle des grains du même type observés dans les échantillons V3 et T2 : en (1), croissant de choc éolien très poli ; en (2), figures de dissolution très nombreuses et d'origine marine ; en (3), restes de ciment siliceux polis par un transport aquatique. Il s'agit donc d'un quartz littoral ancien provenant d'un grès et repris par un fleuve.

16. — *Quartz remanié.* Sur ce grain apparaissent de nouvelles traces superposées à toutes celles héritées des évolutions évoquées précédemment : des figures de frottement dont chaque groupe a une direction particulière (tireté). Ces figures de frottement groupées sont le meilleur critère de reconnaissance d'une évolution glaciaire.

17. — Détail de la photographie précédente.

SURFACES D'APLANISSEMENTS EN ZONE AMAZONIENNE DE BOLIVIE (RÉGION DE SAN IGNACIO DE VELASCO-SANTA CRUZ)

B. BOULANGÉ* et M. LITHERLAND**

* *Mission O.R.S.T.O.M.-Bolivie, Cajón Postal 8714, La Paz, Bolivie*
** *Institute of Geological Sciences 154, Clerkenwell Road, London EC1R-SDU*

RÉSUMÉ

Les travaux effectués dans cette région ont permis le relevé de quelques observations morphologiques, à savoir la présence de deux surfaces d'aplanissements identifiables par leurs positions topographiques et leurs formations superficielles : altérations et cuirasse ferrugineuse. La surface haute a été soumise à une déformation tectonique lui conférant topographiquement deux plans distincts. Cette brève étude, nullement exhaustive, n'a comme unique but que de fournir quelques données sur une zone difficile d'accès et mal connue.

RESUMEN

Los trabajos realizados en esta zona permitieron la relación de algunas observaciones morfologicas, es decir la presencia de dos superficies de aplanamiento que se identifican por sus posiciones topograficas y sus formaciones superficiales : alteraciones y coraza feruginosa. La superficie alta ha sido sometido a una deformación tectonica, la cual le da dos planos topograficos distintos. Este breve estudio, de ningun modo exhaustivo, tiene un solo objetivo que es proporcionar algunos datos de una zona dificil de acceso y mala conocida.

BASE-LEVEL SURFACES IN BOLIVIAN AMAZONIAN AREA (SAN IGNACIO DE VELASCO-SANTA CRUZ AREA)

ABSTRACT

The works executed in this country permitted to take some morphological notes, that is to say the presence of two flattened surfaces that we can identify by their topographical position and their surface formations : weathering and ferrugineous dury-crust. The high surface was the object of tectonic deformation, which give it topographical two different flats. This short study, not at all raised, has only one end, to give some datas on a unrecognized area whose approach is difficult.

ЭРОЗИОННЫЕ ПОВЕРХНОСТИ В ЗОНЕ РЕКИ АМАЗОНКИ В БОЛИВИИ (РАЙОН САН ИГНАЦИО ВЕЛАСКО-САНТА КРУЗ)

РЕЗЮМЕ

Проведенные в этом районе работы позволили отметить некоторые морфологические особенности : наличие двух эрозионных поверхностей, определяемых их топографическим положением и поверхностными образованиями — выветривания и железистый панцырь. Высокая поверхность была подвержена тектонической деформации, придавшей ей два топографически различных плана. Это краткое, отнюдь не исчерпывающее, исследование, имеет единственной целью представить несколько данных об этой трудно доступной и мало известной зоне.

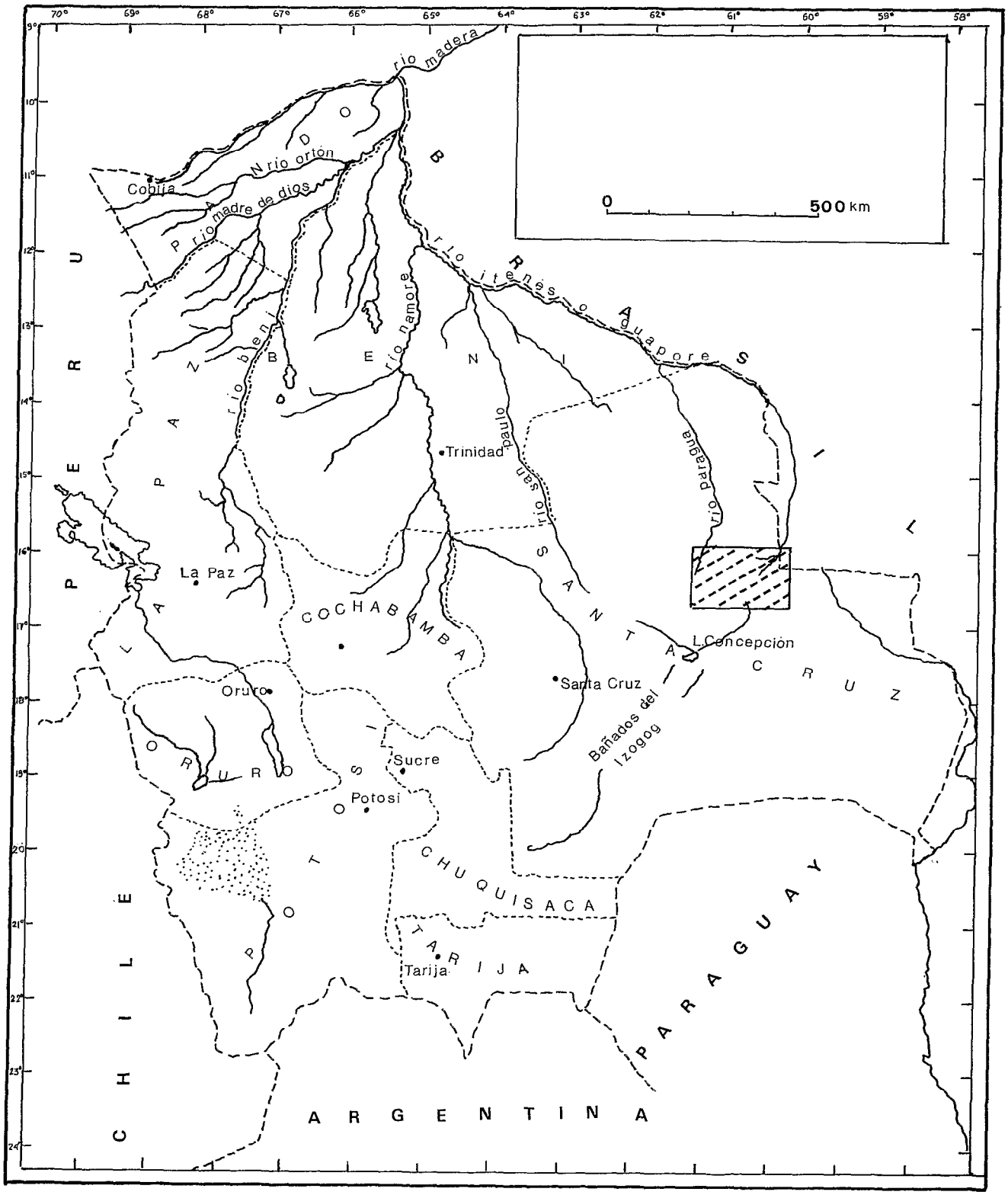


Fig. 1. — Carte de Bolivie.

La zone étudiée est située dans l'« Oriente » bolivien au nord-est de Santa Cruz (cf. fig. 1). Elle est comprise entre les coordonnées suivantes : 60° et 61° de longitude Ouest, 16° et 17° de latitude Est. Elle fait partie de la zone amazonienne de Bolivie et est couverte de forêt. Elle forme la partie occidentale du bouclier brésilien précambrien. C'est à ce titre que, dans le cadre des travaux géologiques réalisés actuellement dans cette zone, nous nous sommes intéressés à la morphologie et aux formations superficielles rencontrées. Des critères généraux peuvent être précisés qui permettent de conclure à l'existence de deux surfaces d'aplanissement.

Climat - végétation

Le climat est de type tropical, la majeure partie de la pluie (1.200 mm/an), tombe en été (octobre à février). Les températures maximales varient de 23 °C en juin à 31 °C en février. La végétation est épaisse, à l'exception de la zone d'altération ferrallitique profonde où les plateaux sont couverts d'une maigre savane arborée et où les zones alluviales forment de grandes savanes ou « pampas ».

Aspect géologique

La zone recouvre une partie de l'extrémité occidentale du bouclier brésilien. Suivant une bande courbe passant par San Miguel et San Ignacio (cf. fig. 2 — Unité 4), se répartissent des schistes à quartz, feldspaths et muscovite avec en quelques rares endroits de l'hématite, du graphite, des grenats et des staurolites. Dans ce groupe de schistes s'intercalent des formations ignées de metagabbro avec troctolite, serpentinite et des formations de quartz à hornblende. En dehors de ce secteur, la plupart des roches sont des gneiss, granulites et granites.

Le réseau hydrographique (cf. fig. 1 et 2)

Il comprend 3 bassins. Au nord le bassin du Rio Paragua, à l'ouest le bassin du Rio Zapocoz Sud qui rejoint le Rio San Paulo, ces deux rivières se jettent au nord dans le Rio Itenes ou Guapore dont l'une des branches en amont, le Rio Curiche Oquiriquia, vient drainer la partie nord-est de cette région. A l'est les Rios Urucu et Mercedes dirigent leurs eaux vers le Rio Paraguay ; au sud le Rio Santa Barbara dirige ses eaux vers une dépression : « la Laguna Concepción ».

Cette zone est donc soumise à l'influence de trois systèmes hydrographiques. Ceux-ci ont sans doute fonctionné avec des niveaux de bases différents. Des phénomènes de capture paraissent s'être produits dans la partie nord-est occasionnés par le Rio Curiche Oquiriquia au détriment du Rio Urucu.

Malgré les 1.200 mm d'eau reçus durant la saison des pluies les rivières sont souvent asséchées (quebradas) et en raison de leurs faibles pentes les lits sont transformés en marécages.

Morphologie

Sur les coupes schématiques (cf. fig. 3) il est possible de distinguer quatre niveaux :

A. Une ligne de sommets (cf. fig. 3 - Unité 1) domine nettement le paysage au sud-ouest de cette zone. Au pied de ceux-ci s'étendent trois niveaux d'altitudes différentes correspondant à deux surfaces d'aplanissement.

B. La première de ces surfaces a été soumise à un décrochement tectonique et se situe à deux niveaux différents d'altitude 480 m et 400 mètres (cf. fig. 3 - Unité 2).

C. La deuxième de ces surfaces est comprise entre 270 et 300 mètres (cf. fig. 3 - Unité 3).

A Les sommets forment une ligne orientée NW-SE jusqu'à Santa Ana, qui s'incline ensuite en direction NE-SW. Leur altitude est comprise entre 500 et 600 mètres. Ils dominent le paysage d'une hauteur de commandement d'environ 50 à 120 mètres. Ces reliefs ont des flancs abrupts, convexes, présentant parfois une très légère concavité dans leur partie inférieure, ils apparaissent le plus souvent comme des dômes à flanc convexe émergeant de la surface d'aplanissement. Ces reliefs sont formés de gneiss, lesquels ont été soumis à une silicification post-génétique le long des lignes tectoniques. Une partie de cette silice secondaire peut provenir d'horizons d'altération anciens et érodés.

Sur les sommets ou sur les pentes à la faveur de légers replats, on peut encore relever quelques indices d'altération ancienne : éléments de gneiss altérés en kaolinite, parfois même ferruginisés et indurés.

On peut voir là les restes d'une surface d'aplanissement supérieure, mais le petit nombre de témoins, leur faible extension, l'absence de formations superficielles déterminantes ne laissent que peu d'arguments outre celui de la différence d'altitude.

B La surface d'aplanissement de San Ignacio (cf. fig. 2 - Unité 2)

Cette surface s'étend sur la plus grande partie de cette région. Elle s'incline régulièrement de part et d'autre de la ligne de sommets. Les principales agglomérations y sont situées (San Ignacio - Santa Ana - San Rafaël - San Miguel). Elle présente en son milieu un fort décrochement, décrochement de

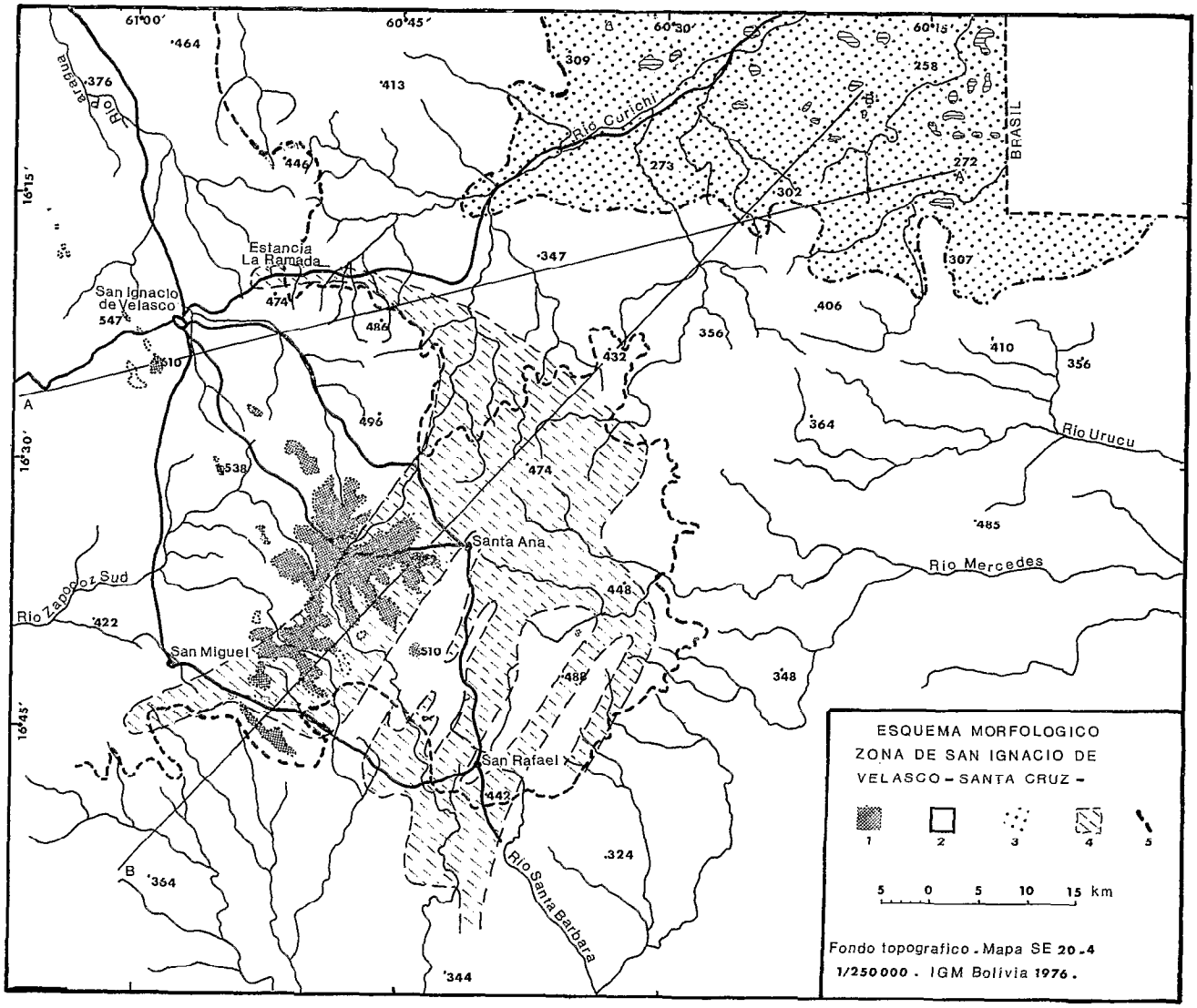


Fig. 2. — Schéma morphologique de la région de San Ignacio de Velasco. 1 : Sommets ; 2 : Surface d'aplanissement de « San Ignacio » ; 3 : Surface d'aplanissement des « Tres Lagunas » ; 4 : Zone de schistes ; 5 : Décrochement.

La Ramada, observable près de la ferme de ce nom à 12,5 km à l'est de San Ignacio, et de même sur la route de San Miguel à Santa Ana. Ce décrochement fait passer le plan de surface de 480 à 400 mètres. Il suit une ligne de direction NW-SE et NE-SW parallèle aux orientations de la ligne de sommets. Cette ligne est parfaitement visible sur l'image par satellite dont nous disposions (*).

Les « quebradas » entaillent profondément les deux parties de cette surface et y découpent une mosaïque de plateaux. Sur ceux-ci la végétation est maigre : savanes arborées et pâturages, les fonds de vallées présentent une végétation de savane. Au pied du décrochement, la végétation est plus dense tant sur les collines érodées que dans les fonds de vallées ; vers le nord-est la surface remonte légèrement et l'on retrouve rapidement la même morphologie et le même type de végétation.

Ces plateaux, dont l'extension peut varier de 1 à 5 km, ont une surface plate ou légèrement ondulée.

(*) NASA-ERTS E 2145-13232-7 01 du 16 juin 1975.

Leurs rebords sont en général convexes. On n'observe pas à la faveur des entailles le développement de glacis de piedmont. Tout au plus ces rebords présentent une ou deux facettes marquant les étapes d'enfoncement du réseau hydrographique.

Les formations superficielles rencontrées sur ces plateaux sont en relation directe avec les roches sous-jacentes : schistes, gneiss ou granites. L'ensemble de la surface s'est trouvé soumis à des phénomènes d'altération et de cuirassement qui se traduisent par le développement de profils types :

— sol
— cuirasse ferrugineuse bien indurée
— argile tachetée
— lithomarge
— roche-mère.

La cuirasse ferrugineuse est bien développée sur schistes et sur gneiss, ceci en raison de la teneur en fer de ces roches. Ce sont des cuirasses d'accumulation relative. Les échantillons sont variés mais ne contiennent pas en général d'éléments figurés transportés (gravillons) ; tous les éléments figurés proviennent de l'altération des roches en places, et de concrétionnements ferrugineux. Ceci indique bien que cette surface est une surface d'érosion. On peut relever cependant, à proximité de la cote 610 (Cerro de La Cruz) près de San Ignacio à la cote 480, une cuirasse fortement indurée, bréchique : les éléments bréchiques sont des éléments de roches altérées provenant du sommet proche.

Cette cuirasse affleure localement sur les plateaux notamment à la faveur des ondulations. Elle paraît bien développée sur les rebords (ressaut de 1 à 3 mètres). Selon la nature des roches elle pourra contenir une forte proportion ou très peu de quartz. Quelques déterminations aux rayons X donnent pour composants majeurs : kaolinite, goethite et hématite.

Des portions de plateaux, légèrement abaissées en raison de leur faible extension, ne présentent plus que les traces d'une cuirasse démantelée : boules noyées dans un horizon à forte concentration gravillonnaire limité à sa base par une ligne d'éléments quartzeux formant « stone-line ». L'ensemble repose sur une argile rouge et sur un gneiss altéré (profil à 5 km de San Ignacio sur la route de San Miguel). Ce type de relief se trouve aussi au pied du décrochement.

L'épaisseur de la zone d'altération peut être évaluée à 20 ou 30 mètres (ancienne mine de kaolinite à 1 km à l'est de San Ignacio). Cette zone d'altération a pu être observée à la faveur des entailles. Sur schistes et sur gneiss elle est formée d'argile tachetée et d'un horizon d'argile rouge surmontant une lithomarge (horizon à structure conservée). C'est

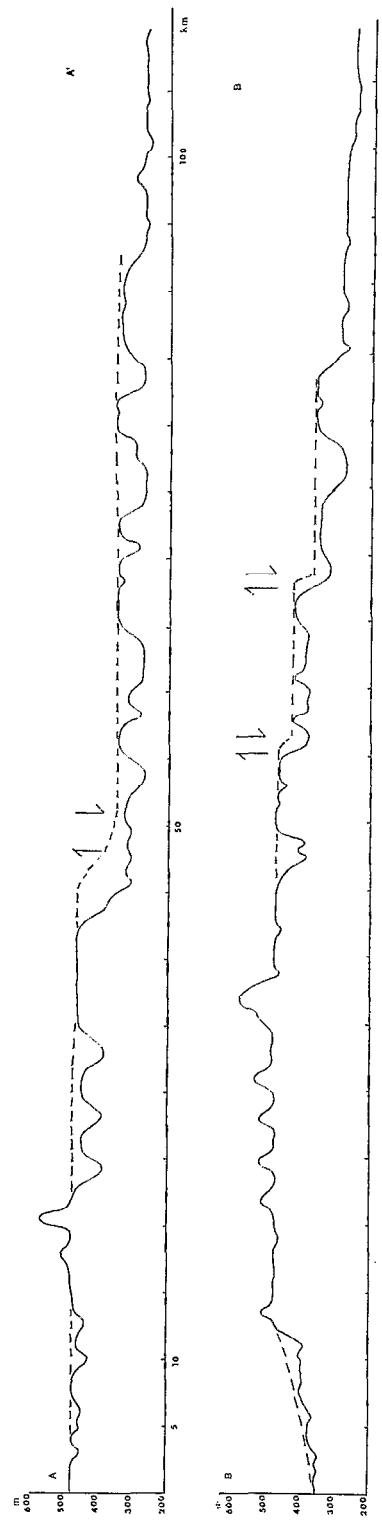


Fig. 3. — Coupes schématiques.

une altération de type kaolinique. Les bas-fonds sont recouverts d'alluvions : argile, sables et graviers.

Les flancs des plateaux, observés le long des pistes sont recouverts par des formations superficielles. Il est fréquent, notamment sur granite, de distinguer très nettement sous le rebord cuirassé un recouvrement de sables ocres passant à sa partie inférieure à des sables blancs. A ce passage, la facette de sables ocres est soulignée par un léger replat dont la bordure est indurée. Ce deuxième type de cuirasse est plus clair, moins dur, moins ferrugineux, contenant plus de quartz que la cuirasse supérieure. Les minéraux principaux en sont le quartz, la kaolinite et la goethite (24 km au sud de San Ignacio sur la route de San Miguel et sortie de San Miguel vers San Rafaël). Sur cette surface les roches-mères ne sont affleurantes que dans les « quebradas ».

A la faveur du décrochement en observe sur les gneiss un épais horizon de quartz et de graviers ferrugineux (1 à 2 mètres), accompagnés sur schistes de grands cristaux de grenats et staurolites, reposant sur une argile rouge et sur la roche-mère.

Au pied du décrochement l'érosion a été plus intense. Les plateaux ne sont plus qu'une juxtaposition de dômes à flancs convexes dont l'altitude est comprise entre 300 et 350 mètres, les profils d'altération sont érodés et peu épais (1 à 2 m), les affleurements rocheux sont nombreux, beaucoup de quartz sont épandus en surface. A proximité des entailles des rivières on peut observer de fins lisérés indurés : cuirasse semblable au deuxième type rencontré en amont du décrochement.

Rapidement vers le nord-est on remonte sur une série de plateaux (350 à 400 m) présentant les mêmes caractéristiques que ceux de la partie haute de la surface : savane arborée sur les plateaux, profils d'altération bien développés (20 à 30 m), cuirasse ferrugineuse avec rebord de 1 à 3 mètres.

C La surface d'aplanissement des Trois Lagunes (cf. fig. 2 - Unité 3)

Cette surface s'inscrit dans la précédente avec une dénivelée d'environ 50 mètres, son altitude est comprise entre 250 et 280 mètres ; le raccord entre les deux surfaces présente une légère concavité. Les rivières s'y enfoncent d'une dizaine de mètres, mais la zone est très plate, les eaux s'écoulent mal et se maintiennent dans de nombreuses lagunes. La végétation est dense, c'est le domaine de la forêt. Les profils d'altération sont peu épais (1 à 2 m). Il n'y a pas traces de cuirassement généralisé, tout au plus quelques lisérés indurés peuvent se développer autour des lagunes ou près des entailles de rivières.

Une interprétation sûre de l'évolution morphotectonique de cette partie du bouclier brésilien nécessiterait une étude plus étendue et plus détaillée de cette zone. Nous ne pouvons pour le moment que conclure à l'existence de deux surfaces d'aplanissements.

Le type de formations superficielles rencontrées sur la surface 480 m et sur la surface 400 sont identiques : épaisseur d'altération, formation indurée. Ces deux surfaces paraissent donc bien appartenir à la même unité géomorphologique soumise ultérieurement à une déformation tectonique. En l'absence de toute étude de ce type faite dans cette région nous ne pouvons qu'avancer quelques arguments.

Tout d'abord la ligne de dénivelée suit les axes d'orientation NW-SE et NE-SW des lignes de sommets qui sont aussi les axes d'orientation des cordillères. Cette déformation dans la surface d'aplanissement a induit la formation d'un relief de côtes. Les Rios Urucu et Mercedes coulent en direction subséquente, suivant les orientations de la ligne de dénivelée. Le Rio Curiche Oquiriquia a provoqué une percée conséquente dans le compartiment affaissé de la surface, dans lequel il a pénétré profondément captant une partie du réseau amont du Rio Urucu et entaillant fortement le compartiment supérieur de la surface. Le drainage, plus intense au pied de la dénivelée, a entraîné une érosion quasi complète des plateaux à cet endroit, ceux-ci ne présentent plus qu'une faible épaisseur d'altération et des gravillons ferrugineux témoignant de l'existence d'une couverture cuirassée, maintenant démantelée.

En aval, partie nord-est de la zone, à l'entaille de cette surface d'aplanissement à partir du Rio Curiche Oquiriquia, branche amont du Rio Itenes, correspond le façonnement d'une basse surface caractérisée par un changement de végétation (forêt dense), des profils d'altération peu épais et l'absence généralisée de cuirassement. A son tour, cette surface a été disséquée, les rivières s'y enfoncent de 10 à 15 mètres. Des levées alluviales se sont mises en place, obstruant dans ces bas-fonds de nombreux cours d'eau et provoquant par le fait même la formation du réseau des lagunes.

Si les travaux menés en différentes parties de l'Amazonie (Colombie, Venezuela, Brésil), notamment dans les zones de dépôts du quaternaire récent ont permis de préciser pour cette période l'interférence entre les oscillations climatiques et les variations glacio-eustatiques du niveau marin (TRICART, 1977), il paraît difficile d'établir des corrélations sûres avec les formations situées plus en amont, au pied de la Cordillère Orientale. Les étapes de creusement, n'ayant pas dans cette région leur correspondance en aires alluvionnaires (terrasses, glacis de piedmont...), les formes de reliefs s'estompant avec le temps, peu de traces se maintiennent. Les phases climatiques et les phases d'érosion du quaternaire récent se surimposent le plus souvent

aux périodes plus anciennes assez mal connues. Seuls les modelés en demi-orange des sommets résiduels, et la convexité des flancs des plateaux témoignent de la vigueur des entailles.

Les sommets pourraient être considérés comme les ultimes témoins d'une surface ancienne : surface Sud-América de la fin crétacé, début tertiaire (KING, 1962) mais peu d'arguments nous permettent de l'affirmer, notamment l'absence de formations superficielles à concentration d'alumine.

Le fort soulèvement qui a fait suite à cette période a engendré le façonnement de la surface d'aplanissement 480 m ou surface de San Ignacio qui correspondrait à celle dénommée « Velhas » et décrite par KING comme étant la plus développée sur le continent. Cette surface aurait été affectée par une nouvelle phase de bombement tectonique à la fin de l'époque tertiaire provoquant d'une part le décrochement de La Ramada (12,5 km à l'est de San Ignacio, route de Santa Anita), et d'autre part, son entaille aval et le façonnement de la basse surface ou surface des Trois Lagunes.

Une ultime phase de déformation serait à l'origine de l'entaille actuelle de cette basse surface.

Manuscrit reçu au Service des Publications de l'O.R.S.T.O.M. le 12 mai 1978.

BIBLIOGRAPHIE

KING (L. C.), 1962. — Morphology of the Earth. *Oliver and Boryd. Edinburgh London.* 699 p.

TRICART (J.), 1977. — Aperçus sur le quaternaire amazonien. *Recherches Françaises sur le Quaternaire. INQUA. Suppl. Bull. AFEQ.* 1977, 1, n° 50 : 265-271.

GÉOLOGIE DES ANDES PÉRUVIENNES

Thèse commune de Doctorat d'État

B. DALMAYRAC, G. LAUBACHER et R. MAROCCO

O.R.S.T.O.M., Institut Géologique et Minier du Pérou (INGEOMIN) *et Laboratoire de Géologie Structurale, U.S.T.L. Montpellier.*

Le mémoire commun dont nous présentons ici le résumé, est le résultat de travaux que les trois auteurs réalisèrent au Pérou de 1967 à 1973, dans le cadre d'un accord de Coopération Technique entre l'O.R.S.T.O.M. et l'Institut Géologique et Minier du Pérou (INGEOMIN).

Ce mémoire comporte quatre volumes : chacun d'entre nous présente une étude régionale d'un secteur de la Cordillère Orientale, illustrée par une carte géologique à 1/500 000e (les trois premiers volumes) ; le dernier volume est une mise au point sur la géologie des Andes péruviennes, basée sur nos propres observations et sur les données bibliographiques.

DALMAYRAC B. — **Géologie de la Cordillère Orientale de la région de Huanuco ; sa place dans une transversale des Andes du Pérou central (9° S, 10°30′ S).**

Thèse de Doctorat d'État, Université des Sciences et techniques du Languedoc, Montpellier, 23 septembre 1977.

RÉSUMÉ. — I. Le domaine géographique de cette étude régionale correspond à la partie septentrionale de la Cordillère Orientale des Andes péruviennes et de ses abords.

Le premier objectif a été la reconnaissance géologique de cette vaste région presque totalement inconnue auparavant. Ce travail d'exploration a donné lieu à l'établissement d'une carte géologique à 1/500 000e qui recouvre une superficie de l'ordre de 30.000 km².

Après une introduction qui replace la région étudiée dans le cadre général de la chaîne des Andes, chaîne résultant de l'affrontement le long d'une zone de subduction, de la plaque océanique pacifique et de la plaque continentale sud-américaine, sont abordées successivement l'étude du substratum préandin puis l'étude de la chaîne andine.

La première partie est donc consacrée à l'étude du substratum préandin qui est constitué de terrains précambriens et hercyniens

— Pour la première fois, nous avons pu mettre en évidence la discordance de base du paléozoïque inférieur ce qui nous a conduit à démontrer l'existence d'un important substratum précambrien qui constitue plus de 60 % de la zone étudiée.

Par suite de l'importance de ce socle précambrien nous avons été amenés à nous intéresser plus particulièrement à ce problème. Les résultats obtenus pour l'ensemble du Pérou sont synthétisés dans le premier chapitre du mémoire commun.

En ce qui concerne l'évolution paléozoïque nous avons pu démontrer le caractère particulier de cette région par rapport au Sud du Pérou.

Le paléozoïque inférieur est représenté par des séries très réduites (1 000 m) qui contrastent fortement avec les séries du Sud du Pérou où le Paléozoïque inférieur dépasse 10 000 m.

Au cours du Paléozoïque supérieur des mouvements en distension sont responsables de la formation d'un bassin intracontinental étroit à sédimentation détritique continentale interrompue par de rares transgressions marines et la mise en place au Permien moyen d'un important volcanisme acide.

— Au point de vue tectonique, cette région se différencie du reste de la Cordillère Orientale par la faible intensité du plissement éohercynien (Dévonien supérieur) qui généralement n'atteint pas le front supérieur de schistosité.

L'importance des terrains précambriens, la très faible intensité de la déformation éohercynienne associée au fait que les séries du paléozoïque inférieur sont très réduites confèrent à cette région un caractère particulier qui nous a conduit à admettre qu'elle constituait à l'Hercynien la bordure nord-orientale de la chaîne éohercynienne.

Au cours du Paléozoïque supérieur, cette région est soumise à un régime de tectonique cassante accompagnée de volcanisme.

La deuxième partie est consacrée à l'évolution andine du Trias à l'époque actuelle.

Dans un premier chapitre sont rappelées les grandes lignes des séries mésocénozoïques de la région en insistant sur l'aspect paléogéographique. Pour chaque période Trias-Jurassique, Crétacé inférieur, Crétacé supérieur, Crétacé terminal-Éocène, tertiaire supérieur, les données paléogéographiques régionales sont replacées dans le contexte paléographique de l'ensemble du Pérou.

L'étude du matériel andin permet de différencier deux grandes périodes.

La première du Trias au Santonien est caractérisée par une sédimentation marine carbonatée et détritique.

Au cours de cette période, à partir de l'Albien moyen et jusqu'au Santonien, l'organisation paléogéographique au niveau de la transversale étudiée, correspond à un système arc volcanique-mer marginale caractérisé par la mise en place au niveau de la zone côtière de séries volcaniques de composition chimique de type « high alumina basalt ». Ce dispositif n'aurait fonctionné que durant une période très courte de l'ordre de 5 à 8 M.A., aucun argument géologique ne permet en effet d'extrapoler ce schéma à la période Trias-Albien inférieur. La présence d'un tel dispositif pourrait être la première preuve de l'existence d'une zone de subduction.

La deuxième période qui s'étend du Santonien à l'époque actuelle est caractérisée par une émersion généralisée du domaine andin où se déposent des sédiments continentaux, « les couches rouges » associés à un volcanisme calcoalcalin très intense. C'est au cours de cette période que se produisent les phases de plissement.

Nous pensons que ce changement important dans l'organisation paléogéographique du domaine andin n'est pas la conséquence directe de la première phase de plissement mais qu'il est à rattacher à un phénomène beaucoup plus général correspondant à la mise en place d'un régime normal de subduction lui-même associé aux mouvements des plaques sud américaine et pacifique.

Le deuxième chapitre est consacré à la tectonique andine. Après avoir rappelé la chronologie des différentes phases, nous avons essayé de mettre en évidence le style de la déformation dans les divers secteurs d'une transversale des Andes.

— Dans la zone côtière déformée au Crétacé terminal, les plis sont amples à plan axial vertical. Le taux de raccourcissement est de l'ordre de 10 %.

— La cordillère occidentale est la zone la plus déformée, le style de la déformation varie en fonction de la nature lithologique du matériel affecté. Le plissement est de type plis en chevron. Dans une bande large de 50 km correspondant à la zone axiale de la chaîne, les plis sont accompagnés d'une schistosité de fracture. Les plans axiaux sont toujours verticaux, il n'y a pas de métamorphisme. La bordure orientale de la Cordillère occidentale est soulignée par une zone d'écaillages de l'Ouest vers l'Est. Les décrochements sont fréquents ; on peut différencier deux familles : la première WNW à EW senestre, la seconde ENE à NE dextre, plus ou moins développées suivant les régions.

Ils sont contemporains de la phase majeure de plissement, datée de l'Éocène supérieur, mais ils ont également rejoués à la phase du Miocène inférieur.

Le taux de raccourcissement dans la Cordillère occidentale peut être évalué à 40 %.

Dans la Cordillère orientale, la couverture mésozoïque mais également le Paléozoïque sont plissés au cours de la phase de l'Éocène supérieur. Les plis sont isopaques, plurikilométriques à plans axiaux verticaux ; la schistosité de fracture apparaît dans les niveaux les plus profonds. Cette tectonique souple reprend le socle précambrien qui est plissé en grandes structures amples associées à de grandes failles inverses ainsi qu'à des décrochements. Le taux de raccourcissement est de l'ordre de 20 %.

— La zone subandine est seulement affectée par la phase Pliocène ; les structures sont amples, les failles inverses sont connues jusqu'à la frontière brésilienne. Le taux de raccourcissement est inférieur à 10 %.

La chaîne des Andes formée sur la plaque sud-américaine, en arrière d'une zone de subduction, est imposante par son relief mais très modeste au point de vue tectonique. C'est une chaîne en éventail, formée sur un substratum sialique, le plissement est du type plis en chevrons, la schistosité de fracture est présente seulement dans l'axe de la chaîne ; le métamorphisme est absent, on ne connaît pas de magmatisme syntectonique, il n'existe pas de déversement préférentiel, le raccourcissement enfin est faible puisque pour l'ensemble de la chaîne il ne dépasse pas 20 %.

LAUBACHER G. — **Géologie de la Cordillère Orientale et de l'Altiplano au Nord et au Nord-Ouest du lac Titicaca (Pérou).**

Thèse de Doctorat d'État, Université des Sciences et techniques du Languedoc, Montpellier, 23 septembre 1977.

RÉSUMÉ. — II. Le domaine étudié est situé en pleine Cordillère des Andes du sud du Pérou, entre 13°00′ et 15°55′ de latitude S et 69°00 et 70°45′ de longitude W. Il couvre près de 35 000 km² et comprend généralement des zones comprises entre 3 000 et 6 000 m d'altitude. Seuls les alentours du lac Titicaca avaient fait l'objet d'études géologiques ; par contre, la Cordillère Orientale, pratiquement inexplorée, demeurait sans documents cartographiques. Le premier souci fut donc de dresser une carte géologique à 1/500 000e intégrant toutes les données anciennes et nouvelles. Le travail régional qui lui est adjoint en constitue la notice explicative détaillée et abondamment illustrée par des dessins et des photos.

Dans la première partie nous abordons l'étude du substratum pré-andin constitué seulement par le paléozoïque étant donné que le Précambrien bien que présent sous la chaîne des Andes n'affleure pas dans la région étudiée. Ce substratum est formé de 10 000 à 15 000 m de Paléozoïque inférieur (Ordovicien à Dévonien) et de 2 000 à 7 000 m de Paléozoïque supérieur (Mississipien à Permien supérieur). Parmi les principaux résultats citons :

— L'établissement d'une succession stratigraphique relativement détaillée dans les séries schisto-gréseuses et monotones du Paléozoïque inférieur, grâce à de nombreuses découvertes fossilifères. En particulier, la mise en évidence du Silurien inférieur permet d'avancer un âge ordovicien terminal pour l'épisode glaciaire qui est à l'origine de l'horizon tillitique situé à la base des séries siluriennes. Le caractère entièrement terrigène et silico-alumineux, les variations latérales de la lithologie et des épaisseurs du Paléozoïque inférieur suggèrent que le bassin subsident était centré sur la Cordillère Orientale et bordé par deux aires sialiques émergées, le Bouclier brésilien au NE et le Massif d'Arequipa au SW. Il n'y a ni ophiolites ni volcanisme intermédiaire, mais par contre des dykes et des sills basaltiques ordovicien à dévonien ont été observés sur la bordure NE du bassin (zone subandine). Un épisode volcanique acide à intermédiaire a été reconnu à la base des séries épicontinentales du Pennsylvanien. D'autre part, des intercalations marines ont été reconnues dans les dépôts mississipiens considérés jusqu'ici comme étant purement continentaux.

— La mise en évidence et la caractérisation de deux importantes phases de compression : la phase éohercynienne (limite Dévonien-Mississipien) et la phase tardihercynienne (fin du Permien inférieur) soulignent deux serrages successifs du bassin paléozoïque entre le craton brésilien et le Massif d'Arequipa. Le style tectonique simple est caractérisé en général par des plis à plans verticaux localement déversés. La phase éohercynienne est caractérisée par un épimétamorphisme et par un magmatisme syntectonique peu abondant au cœur de la zone interne.

La période post-tectonique est caractérisée par des molasses détritiques, volcano-détritiques et volcaniques rouges qui ont été datées du Permien supérieur grâce à une intercalation fossilifère. D'autre part, la majeure partie des intrusions (granites, grano-diorites et syénite) de la Cordillère Orientale, dont deux ont donné un âge Permien supérieur, semblent liées à une phase de distension permotriasique.

La deuxième partie aborde l'étude des séries andines et des déformations qui les ont affectées. Dans l'Altiplano, la Cordillère Orientale et la zone subandine, où le Trias et le Jurassique sont absents, le substratum paléozoïque est directement recouvert par les séries crétacées et éocènes (2 000 m) constituées par des dépôts détritiques continentaux, et par quelques minces intercalations marines. Ce premier ensemble est surmonté par des séries oligo-miocènes entièrement continentales, constituées par des dépôts détritiques, volcanodétritiques et volcaniques rouges. Ces dépôts ont été affectés par deux importantes phases de plissement : une phase fini-éocène caractérisée par des plis cylindriques, des failles inverses et des décrochements et une phase fini-miocène, à plis moins serrés et où la part de la tectonique cassante est prépondérante. Sur la limite Cordillère Occidentale/Altiplano (Lagunillas) des mouvements intra-oligocènes et intra-miocènes peu perceptibles nous paraissent responsables de la mise en place d'olistolithes. Dans la Cordillère Orientale, ils sont marqués par des décrochements dextres dont le jeu donne son aspect final à la virgation de Macusani et aux écailles d'Usicayos et dont un modèle de genèse est proposé. Négligeables dans la zone subandine, peu notables dans la Cordillère Orientale, le volcanisme et le plutonisme ne deviennent importants que dans l'Altiplano occidental : ce magmatisme calco-alcalin est lié à l'existence d'une marge active sur la côte pacifique. Son étude n'a pas été abordée ici.

Dans la troisième partie, nous présentons très brièvement les séries récentes du Plio-Quaternaires, en particulier celles de la Cordillère Orientale dont aucune description n'était connue jusqu'à présent. Un essai de corrélation entre ces séries et celles de même âge du nord de la Bolivie est tenté.

MAROCCO R. — **Un segment E-W de la chaîne des Andes péruviennes : la déflexion d'Abancay. Étude géologique de la Cordillère Orientale et des hauts plateaux entre Cuzco et San Miguel (Sud du Pérou 12°30′ S à 14°00 S).**

Thèse de Doctorat d'État, Université des Sciences et techniques du Languedoc, Montpellier, 23 septembre 1977.

RÉSUMÉ. — III. La région étudiée est une portion de la Cordillère des Andes où les reliefs et la plupart des structures ont une direction E-W, nettement différente de la direction générale NW-SE qu'à la chaîne des Andes péruviennes. Son extension est d'environ 30 000 km² ; elle couvre trois principales zones géographiques : les Hauts Plateaux (altitude 3 800 à 4 500 mètres), la Cordillère Orientale (3 000 à 6 300 m), la zone subandine ou piémont amazonien (500 à 2 000 m).

Du point de vue géologique, la région est caractérisée par la superposition des orogénès hercynien et andin. La chaîne hercynienne ne montre pas de modification fondamentale de nature au niveau de la déflexion d'Abancay. Par contre la chaîne andine montre certaines particularités stratigraphiques (zone de passage des faciès mésozoïques marins aux faciès continentaux de l'Altiplano) et tectoniques (tectonique souple peu importante, directions structurales E-W, intense déformation cassante et rejeux multiples des différents systèmes de fracturation).

La présence de *Précambrien* n'a pu être établie du fait de l'existence d'un métamorphisme hercynien qui masque l'observation d'éventuelles séries antépaléozoïques.

L'HERCYNIEN. Les terrains hercyniens sont essentiellement localisés à la Cordillère Orientale. La sédimentation paléozoïque débute au Cambro-Ordovicien par une série volcano-sédimentaire. Dès l'Arenigien s'établit un bassin marin subsident dans lequel se déposent plus de 7 000 m de sédiments principalement silico-alumineux (shales noirs intercalés de grès).

La première tectonique se produit vers le Carbonifère basal (tectonique éohercynienne). Elle est polyphasée, chaque phase étant caractérisée par des structures plissées et une schistosité. La première phase (N130° à N100°) est la plus importante par son extension géographique généralisée à l'ensemble de la Cordillère Orientale. La deuxième phase (N45° à N60°) est moins intense et plus localisée. La tectonique éohercynienne est accompagnée d'un métamorphisme régional épi à mésozonal de type intermédiaire de basse pression. Un plutonisme syntectonique calco-alcalin a pu être défini et daté (U/Pb par J. Lancelot) de 330±10 MA.

La sédimentation, temporairement interrompue par la tectonique éohercynienne, reprend peut-être dès le Carbonifère inférieur (Mississipien) et de toutes façons au Carbonifère supérieur (Pennsylvanien), pour déposer une série marine essentiellement calcaire jusqu'au Permien moyen.

La mer se retire au Permien moyen (phase tardihercynienne qui ne se manifeste au niveau de la Déflexion d'Abancay que par des rejeux de failles) et pendant le Permien supérieur et peut-être le Trias inférieur se dépose une grosse épaisseur de molasses volcano-détritiques (groupe Mitu).

Un important magmatisme alcalin post-tectonique se met en place pendant le Permien moyen et supérieur. Il est représenté par un plutonisme important daté localement de 257±3 MA (U/Pb, J. Lancelot) ainsi que par un volcanisme effusif et explosif.

L'ANDIN. La transgression mésozoïque n'atteint la zone de la déflexion d'Abancay que vers le Lias. Certaines zones restent émergées, comme la chaîne hercynienne (Cordillère Orientale) qui restera zone positive pendant toute l'évolution andine. C'est aussi le cas, jusqu'au Crétacé inférieur, pour l'Altiplano péruano-bolivien dont la terminaison septentrionale occupe le SE de la région étudiée. On observe la coexistence, à partir du Néocomien, du Mésozoïque à faciès marin et de celui à faciès continental (Altiplano) ainsi que la transition de l'un à l'autre.

Le Mésozoïque marin est épicontinental : Lias-Dogger calcaire, Malm-Néocomien lutitique et gréseux, Albo-Turonien calcaire. Là où il est le plus épais, la Mésozoïque marin atteint 4 000 mètres. La sédimentation mésozoïque continentale débute au Néocomien pour déposer des grès rouge suivis par une série d'argiles et grès rouge, évaporites et calcaires correspondant à l'Aptien-Turonien. L'ensemble de la série ne dépasse pas 1 500 mètres d'épaisseur.

La première tectonique andine (Sénonien) ne donne des structures plissées (N150°) que dans l'extrême NW de la zone étudiée. Mais elle provoque un retrait général et définitif de la mer des régions andines. Elle est suivie par le dépôt d'une épaisse série de couches rouge du Maestrichtien à l'Éocène moyen (2 000 mètres).

La tectonique andine principale affecte l'ensemble de la déflexion d'Abancay vers l'Éocène supérieur. Elle donne des structures E-W qui passent au SE et au NW aux structures NNW-SSE de même âge.

L'ensemble des terrains plissés à l'Éocène supérieur est recouvert en discordance angulaire par plusieurs milliers de mètres de dépôts continentaux (conglomérats d'abord puis volcanites).

La (ou les) dernière tectonique andine affecte ces dépôts vers le Miocène supérieur.

Le Plio-Quaternaire est représenté par de faibles épaisseurs de dépôts variés et localisés : sédiments lacustres, coulées volcaniques, moraines, etc. Actuellement, certaines failles E-W de la bordure sud de la Cordillère Orientale rejouent au cours des séisme (jeu normal, compartiment sud abaissé).

Le magmatisme andin est calco-alcalin et post-tectonique. Il est essentiellement caractérisé, au niveau de la déflexion d'Abancay, par le grand batholite grano-dioritique de Cuzco-San Miguel (près de 5 000 km² d'affleurement). Son âge est probablement oligocène supérieur à miocène inférieur.

En conclusion de ce travail, j'ai essayé de présenter un modèle de genèse de la déflexion d'Abancay, basé sur une disposition « en baïonnette » du dispositif paléogéographique andin (héritage de l'Hercynien), en tenant compte des différentes directions de raccourcissement de chacune des tectoniques andines.

Enfin, j'ai replacé la région étudiée, sur une transversale N-S des Andes péruviennes, du Pacifique à la plaine amazonienne.

DALMAYRAC B., LAUBACHER G., MAROCCO R. — **Caractères généraux de l'évolution géologique des Andes péruviennes.**

Thèse de Doctorat d'État, Université des Sciences et techniques du Languedoc, Montpellier, 23 septembre 1977.

RÉSUMÉ. — IV. Dans l'introduction sont rappelées les principales données géologiques et géophysiques actuelles se rapportant à la marge active péruvienne (plaque océanique de Nazca, zone de subduction, domaine continental).

Après cette introduction, nous traitons successivement les grandes périodes de l'évolution géologique des Andes : Précambrien Hercynien, Andin. L'ensemble des résultats de cette mise au point est illustré par une carte tectonique du Pérou à 1/2.500.000.

La conclusion du texte, est une réflexion sur l'évolution de la chaîne des Andes dans le cadre de la tectonique des plaques.

LE PRÉCAMBRIEN. L'essentiel du substratum de la Chaîne des Andes est constitué par des terrains métamorphisés au cours d'un cycle orogénique du Précambrien supérieur ; les terrains paléozoïques sont surtout représentés par des terrains généralement peu métamorphiques. Dans cette première partie nous avons essayé de caractériser ce substratum précambrien qui n'avait jamais été clairement mis en évidence.

Dans l'introduction à cette étude du Précambrien péruvien nous décrivons les principales discordances de base du Paléozoïque inférieur qui permettent de bien individualiser un substratum antérieur polydéformé et polymétamorphique.

Le premier chapitre est consacré à la description des principales séquences lithostratigraphiques dans les trois grandes zones qui ont été différenciées : la Cordillère Orientale, la zone côtière du sud du Pérou, la région selvatique du Pérou Central. On peut ainsi différencier deux ensembles distincts : un Précambrien supérieur méso à épizonal et des noyaux granulitiques apparemment plus anciens.

Le deuxième chapitre est consacré à la tectonique du Précambrien supérieur. Quatre phases de plissement ont pu être différenciées. Les deux premières sont isoclinales, synschisteuses et synmétamorphiques. Les deux autres donnent des plis semblables ou en chevron, accompagnés de schistosité de fracture. L'étude des relations entre cristallisation et métamorphisme permet de différencier une série de minéraux reliques, moulés par la schistosité de la deuxième phase.

Ces minéraux reliques déterminent une série d'associations minérales caractéristiques qui indiquent un métamorphisme de *type pression intermédiaire.*

Les paragénèses contemporaines de la deuxième schistosité sont caractéristiques d'un métamorphisme de *basse pression.*

Les associations minérales reconnues dans les diverses roches granulitiques indiquent qu'elles se sont formées dans les conditions du faciès granulitique de *haute pression.*

Une série de datations par la méthode U/Pb sur zircons, a été faite sur les roches du faciès granulitique, qui, dans certains cas, pouvaient laisser présager d'une origine plus ancienne. Les granulites de la zone côtière ont donné un âge de 1910±36 MA, correspondant au métamorphisme granulitique de haute pression, et un âge de 720±29 MA, pouvant correspondre à une reprise lors du métamorphisme rétrograde épizonal du Précambrien supérieur. Les échantillons de la région selvatique de Pichari ont donné des points expérimentaux très groupés qui indiquent un âge de 1140±30 MA. Enfin, les échantillons de la Cordillère Orientale de Huanuco ont donné un âge de 600 MA.

Le substratum précambrien de la chaîne des Andes s'est constitué au cours de deux cycles orogéniques distincts, le premier d'âge 2 000 MA, le deuxième d'âge 630 MA, correspondant à la chaîne brasilide bien définie au Brésil.

En conclusion nous rappelons les grandes lignes de l'organisation des différents cycles précambriens d'Amérique du Sud. Schématiquement, ce continent est constitué d'une série de cratons anciens (2 000 MA), séparés par des chaînes brasilides (600 MA) plus ou moins rectilignes et parallèles dans lesquelles, au moins localement, la présence de matériel ultrabasique pourrait laisser supposer une participation de croûte océanique.

L'HERCYNIEN. Dans cette deuxième partie, nous présentons une synthèse des travaux actuels sur la chaîne hercynienne du Pérou. Nos études ont permis de mettre d'abord en évidence, puis de délimiter et de caractériser, une chaîne hercynienne au niveau des Andes Centrales. Au Pérou, cette chaîne est représentée par un segment plissé NW-SE à WNW-ESE, large de 200 à 300 kilomètres. Ses restes affleurent principalement dans la Cordillère Orientale tandis que sur la côte du sud du Pérou (Massif d'Arequipa) et dans la zone subandine (Bouclier brésilien), le Paléozoïque correspond à une couverture de plateforme peu ou pas déformée. Les grands problèmes de l'évolution de la chaîne hercynienne sont abordés et parmi eux :

L'évolution sédimentaire et paléogéographique du bassin paléozoïque. Dès la fin de l'orogénèse brasilide (600 MA) une fracturation sur l'actuelle bordure ouest du craton sud américain provoque la formation d'un sillon subsident sur croûte amincie. Ce sillon est situé, au niveau du Pérou et de la Bolivie, entre deux massifs cratonisés stables, source des apports : le Bouclier brésilien à l'est et le Massif d'Arequipa à l'ouest.

De l'Ordovicien au Dévonien se déposent 8 000 à 15 000 mètres de sédiments marins schisto-gréseux, intercalés localement d'un niveau glacio-marin (base transgressive du Silurien). Des dykes et des coulées basaltiques d'âge ordovicien à dévonien ont été observés dans le centre et le sud du Pérou : ils semblent jalonner des zones de grandes fractures sur la bordure NE du bassin paléozoïque.

Au Dévonien terminal ou au Mississipien inférieur, la tectorogénèse éohercynienne entraîne l'émersion du domaine hercynien. Mais dès le Carbonifère inférieur, celui-ci va à nouveau être occupé par des bassins continentaux mixtes et marins de type épicontinental et néritique. La formation d'étroits sillons subsidents NW à NNW pourrait traduire une fracturation localement plus intense affectant les zones cratonisées éohercyniennes.

L'évolution, la chronologie, l'extension et l'importance des phases de plissement. Deux phases de plissement, au Dévonien supérieur-Mississipien inférieur (phase éohercynienne) et à la fin du Permien inférieur (phase tardihercynienne), affectent les dépôts paléozoïques. La phase éohercynienne affecte le bassin paléozoïque sur toute sa longueur et provoque un raccourcissement d'environ 100 kilomètres. Dans la zone axiale elle est caractérisée en général par des plis à plans axiaux verticaux associés à une schistosité de flux et à un métamorphisme épizonal. Cependant, localement, on observe un métamorphisme mésozonal de type intermédiaire de basse pression (zone à staurotide, grenat et sillimanite) qui semble toujours lié à des intrusions syntectoniques comme à Amparaes (région de Cuzco, 330±10 MA par U/Pb) et à San Gaban (sud du Pérou).

La phase tardihercynienne (270-260 MA), n'affecte par un plissement que la bordure SW de la Cordillère Orientale du sud du Pérou. Plus au nord, elle se manifeste seulement par une tectonique cassante corrélative d'un soulèvement général.

L'évolution post-tectonique (Permien supérieur à Trias inférieur) est caractérisée par des déformations de type cassant en ambiance continentale. Cette tectonique distensive est associée à la formation de bassins subsidents intracontinentaux à dépôts détritiques et volcano-détriques rouges et à la mise en place d'un abondant volcanisme et plutonisme principalement acides.

Une interprétation de la genèse de la chaîne hercynienne des Andes centrales est proposée dans un cadre de tectonique des plaques. Sa nature intracontinentale est clairement mise en évidence par l'existence de noyaux repris ; par sa situation entre deux blocs rigides ; par ses caractéristiques sédimentaires, tectoniques, métamorphiques et magmatiques (pas d'ophiolites ni de volcanisme calco-alcalin). Les relations de la chaîne hercynienne des Andes Centrales avec les chaînes paléozoïques des Andes Septentrionales, d'Amérique du Nord et d'Europe sont discutées.

En conclusion, nous présentons un modèle d'évolution cinématique des orogènes paléozoïques d'Europe et d'Amérique dans un contexte global.

L'ANDIN. Le cycle andin correspond à une suite d'événements qui, dans les Andes, a débuté au Trias supérieur (180 MA) et s'est poursuivie jusqu'à l'époque actuelle. Cette évolution se divise en deux périodes principales :

— du Trias supérieur (180 MA) au Santonien (80 MA) ;
— du Crétacé supérieur à l'époque actuelle.

La première période, la plus longue, a duré 100 MA. Elle est caractérisée essentiellement par des phénomènes de sédimentation marine, continentale ou volcano-sédimentaire selon les lieux ou les époques.

Du point de vue stratigraphique, la chaîne andine a les caractères d'une chaîne intracratonique, où prédominent les séries néritiques et continentales. L'évolution paléogéographique est contrôlée par un dispositif orienté parallèlement à la future chaîne (N150-160°) et constitué par 2 ou 3 bassins subsidents séparés par des rides. Ce dispositif montre, de l'ouest vers l'est une nette zonation, dont la zonation morphostructurale actuelle est le reflet.

De l'ouest vers l'est on distingue : (1) la mer ouverte (Océan Pacifique) ; (2) une zone à activité volcanique (à l'aplomb de la région côtière actuelle) ; (3) un bassin marin subsident épicontinental (Cordillère Occidentale actuelle et Hauts Plateaux du Pérou Central) ; (4) un bassin continental inexistant dans le nord, réduit dans le centre et bien développé dans le sud du Pérou (Altiplano) qui fonctionne à partir du Néocomien ; (5) une zone positive émergée correspondant à un massif précambrien dans le nord et à la zone axiale hercynienne dans le centre et le sud du Pérou (Cordillère Orientale) ; (6) le bassin subandin, marin dans le nord et le centre continental dans le sud du Pérou ; (7) le Bouclier brésilien.

La deuxième période ne dure que 80 MA. Elle est caractérisée par plusieurs phases de compression séparées (et/ou contemporaines) par des périodes de magmatisme et de sédimentation continentale. L'ensemble de cette évolution conduit à l'élaboration de la chaîne andine actuelle qui montre une direction orographique et structurale N150° à N160°.

La première tectonique andine se produit au Santonien, son principal effet est de provoquer le retrait définitif de la mer des régions andines. Elle est suivie par le dépôt d'une épaisse série de couches rouge.

La deuxième phase tectonique se produit à l'Éocène supérieur. Elle a une très grande extension géographique, n'épargnant que la région côtière et la zone subandine.

A partir de l'Oligocène inférieur, les Andes sont soumises à une intense activité volcanique alternant avec des phases tectoniques plus ou moins localisées dans l'espace et se caractérisant plus par des structures cassantes que souples.

Le Plio-Quaternaire est marqué par une intense activité volcanique essentiellement calco-alcaline centrée, comme à l'Oligocène - Miocène, sur la Cordillère Occidentale.

Si l'on excepte le volcanisme synsédimentaire mésozoïque encore mal connu, l'évolution magmatique andine, du moins depuis l'Albien, apparaît clairement liée à la position « liminaire » de la chaîne ; c'est-à-dire à la présence d'une zone de subduction à la limite océan-continent. Du Crétacé supérieur au Tertiaire se mettent en place des batholites granodioritiques calco-alcalins, dont l'âge et le volume décroissent vers l'est. Le trait le plus spectaculaire de ce plutonisme est le grand batholite côtier, long de 2 000 kilomètres. Pendant le Tertiaire se met en place un puissant volcanisme essentiellement calco-alcalin, centré sur la Cordillère Occidentale.

Enfin, le problème des déflexions de la chaîne est envisagé (Abancay, Cajamarca, Huancabamba).

CONCLUSIONS. Réflexions sur l'évolution de la chaîne des Andes dans le cadre de la tectonique des plaques. Les hypothèses classiques faisant débuter la subduction dès le Permien ou le Trias sont discutées. Nos travaux nous amènent à imaginer une évolution différente basée sur la migration latérale vers le sud — du Permien au Jurassique — d'un fragment de la plaque américaine initialement situé à l'ouest de la marge actuelle. La subduction ne débuterait qu'à partir de l'Albien.

Les phases majeures de la compression andine sont envisagées dans un contexte global et mises en relation avec l'évolution générale des domaines pacifiques et atlantiques.

GEOLOGÍA DE LOS ANDES PERUANOS

Tesis común de Doctorado de Estado

B. DALMAYRAC, G. LAUBACHER y R. MAROCCO

O.R.S.T.O.M., Instituto Geológico y Minero del Perú (INGEOMIN) *y Laboratorio de Geología Estructural, U.S.T.L. Montpellier.*

Traduit du français par le C.N.R.S.

La memoria común cuyo resumen presentamos aquí, constituye el resultado de diversos trabajos que los tres autores han emprendido en PERÚ entre 1967 y 1973, en el contexto de un acuerdo de Cooperación Técnica entre el O.R.S.T.O.M. y el Instituto Geológico y Minero del Perú (INGEOMIN).

Esta memoria consta de cuatro volúmenes, cada uno de los cuales presenta un estudio regional de un sector de la Cordillera Oriental, ilustrado por un mapa geológico a escala 1: 500 000 (para los tres primeros volúmenes). El último volumen constituye a su vez una puntualización relativa a la geología de los Andes peruanos, fundada en nuestras propias observaciones y, asimismo, en los datos bibliográficos existentes.

DALMAYRAC B. — **Geología de la Cordillera Oriental de la región de Huanuco; su lugar en una transversal de los Andes del Perú Central. (0° S-10°30′ S).**

Tesis de Doctorado de Estado, 1977, Montpellier.

RESUMEN. — I. Los límites geográficos de este estudio regional corresponden a la parte septentrional de la Cordillera Oriental de los Andes peruanos y, asimismo, sus inmediaciones.

El objetivo preliminar ha consistido en proceder al reconocimiento geológico de esta amplia región, casi totalmente desconocida con anterioridad. Este trabajo de exploración ha dado lugar al establecimiento de un mapa geológico a escala 1:500 000 que cubre una superficie de unos 30 000 km².

Tras una introducción que permite situar la región estudiada en el contexto general de la Cordillera de los Andes, cordillera derivada del enfrentamiento a lo largo de una zona de subducción de la placa oceánica del Pacífico y de la placa continental sudamericana, se aborda sucesivamente el estudio del substrato preandino y, acto seguido, el estudio de la propia cordillera andina.

La primera parte queda así consagrada al estudio del substrato preandino el cual está formado por terrenos precámbricos y hercinianos.

— Por vez primera, nos ha sido posible evidenciar la discordancia básica del paleozoico inferior, cosa que nos ha conducido a demostrar la existencia de un importante substrato precámbrico, que constituye más de un 60 % de la zona estudiada.

Debido a la importancia de este zócalo precámbrico, nos hemos visto conducidos a interesarnos por este problema, y ello con particular énfasis. Los resultados obtenidos han sido sintetizados en el primer capítulo de la memoria común.

Por lo que respecta a la evolución paleozoica, hemos podido demostrar también el carácter particular de esta región en relación con el Sur del Perú.

El Paleozoico inferior está representado por series sumamente reducidas (1 000 m) que contrastan de forma acusada con las series del Sur del Perú, en las cuales el Paleozoico inferior supera los 10 000 m.

Durante el transcurso del Paleozoico superior, los movimientos en distensión son responsables de la formación de una cuenca intracontinental estrecha de sedimentación detrítica continental interrumpida por contadas transgresiones marinas y la implantación — durante el Permiano medio — de un importante volcanismo ácido.

— Desde el punto de vista tectónico, esta región se diferencia del resto de la Cordillera Oriental por

la reducida intensidad del plegamiento eoherciniano (Devoniano superior) que, generalmente, no llega a alcanzar el frente superior de esquistosidad.

La importancia de los terrenos precámbricos, así como la muy reducida intensidad de la deformación eoherciniana, combinada con el hecho de que las series del Paleozoico inferior son sumamente reducidas, confieren a esta región un carácter particular, que nos ha conducido a admitir que la misma constituía, en el periodo Herciniano, el linde norte-oriental de la cordillera eoherciniana.

Durante el transcurso del Paleozoico superior, está región se ha visto sometida a un régimen de tectónica quebradiza acompañada de volcanismo.

La segunda parte está consagrada a su vez a la evolución andina del Triásico hasta la época actual.

En el primer capítulo se resumen los grandes rasgos de las series mesocenozoicas de la región, con particular énfasis por lo que respecta al aspecto paleográfico. Para cada período Triásico-Jurásico, Cretáceo inferior, Cretáceo superior, Cretáceo terminal-Eoceno y Terciario superior, los datos paleográficos regionales son situados en el contexto paleográfico del conjunto del Perú.

El estudio del material andino permite establecer la diferencia entre dos grandes periodos.

La primera del Triásico al Santoniano se destaca por una sedimentación marina carbonatada y detrítica.

Durante el transcurso de este periodo, a partir del Albiano medio hasta el Santoniano, la organización paleográfica al nivel de la transversal estudiada, corresponde a un sistema arco volcánico-mar marginal que se destaca por la implantación al nivel de la zona costanera de series volcánicas de composición química del tipo « hight alumina basalt ». Este dispositivo parece haber funcionado únicamente durante un periodo sumamente corto, es decir, de unos 5 à 8 M.A., ya que, efectivamente, ningún argumento geológico permite extrapolar este esquema al período Triásico-Albiano inferior. La presencia de semejante dispositivo podría así constituir la primera prueba de la existencia de una zona de subducción.

El segundo período, que se extiende desde el Santoniano hasta la época actual se destaca por una emersión generalizada del ámbito andino en la cual se depositan sedimentos continentales : las « vetas rojas », en combinación con un volcanismo calcoalcalino sumamente intenso. Durante este período se han producido las fases de plegamiento.

Por nuestra parte, creemos que este importante cambio en la organización paleográfica del ámbito andino no constituye la consecuencia directa de la primera fase de plegamiento ya que, mejor aún, parece oportuno relacionarle con un fenómeno mucho más general que corresponde a la implantación de un régimen normal de subducción, en combinación a su vez con los movimientos de las placas sudamericana y del Pacífico.

El segundo capítulo está consagrado a la tectónica andina. Tras haber recordado la cronología de las distintas fases, hemos intentado evidenciar el estilo de la deformación en los diversos sectores que corresponden a una transversal de los Andes.

— En la zona costanera deformada del Cretáceo terminal, los plegamientos son amplios y de plano axial vertical. El coeficiente de reducción es de un 10 %, approximadamente.

— La cordillera occidental es la zona más deformada y el estilo de la deformación varía en relación con el carácter litológico del material afectado. El plegamiento se produce en forma de pliegues angulares. En una franja de 50 km de ancho, que corresponde a la zona axial de la cordillera, los pliegues están acompañados de una esquistosidad de fractura. Los planos axiales se presentan siempre de forma vertical y no se ha encontrado metamorfismo. El lindero oriental de la Cordillera occidental se destaca por una zona de escamaciones de Oeste hacia Este. Las rupturas de contacto son frecuentes y cabe establecer la diferencia entre dos géneros : el primero WNW a EW siniestra, y el segundo, ENE a NE diestra, más o menos desarrollados según las regiones.

Estas rupturas de contacto son contemporáneas a la fase principal de plegamiento, que asciende al Eoceno superior, pero que también cabe incorporar a la fase del Mioceno inferior.

El coeficiente de reducción en la Cordillera occidental puede ser evaluado en un 40 %.

En la Cordillera oriental, la cobertura mesozoica, así como también el Paleozoico, han sufrido plegamientos durante el transcurso de la fase del Eoceno superior. Los pliegues son isopacos, plurikilométricos con planos axiales verticales. La esquistosidad de fractura se presenta en los niveles más profundos. Esta tectónica flexible se prosigue en el zócalo precámbrico que pliegues que forman grandes estructuras amplias, en combinación con grandes fallas inversas, así como con rupturas de contacto. El coeficiente de reducción es de un 20 %, aproximadamente.

— La zona subandina únicamente está afectada por la fase Plioceno ; las estructuras son amplias y las fallas inversas son conocidas hasta la frontera brasileña. El coeficiente de reducción es inferior a un 10 %.

La cordillera de los Andes formada sobre la placa sud-americana, hacia atrás de una zona de subducción resulta imponente por su relieve, pero en cambio, es sumamente modesta desde el punto de vista

tectónico. Se trata de una cordillera en abanico, formada por un substrato siálico, con plegamiento del tipo de pliegues angulares y encontrándose presente la esquistosidad de fractura únicamente en el eje de la cordillera. El metamorfismo no aparece en ningún punto, no se conoce magnetismo sintectónico, no existe desplome preferente y finalmente, la reducción es reducida, dado que, para el conjunto de la cordillera no es superior a un 20 %.

LAUBACHER G. — **Geología de la Cordillera Oriental y del Altiplano al norte y al noroeste del lago Titicaca (Perú).**

Tesis de Doctorado de Estado, 1977, Montpellier.

RESUMEN. — II. El ámbito estudiado se encuentra ubicado en plena Cordillera de los Andes del Sur del PERU — entre 13°00′ y 15°55′ de latitud Sur y 69°00 y 70°45′ de longitud Oeste. Abarca una zona de 35 000 km² y consta generalmente de las zonas comprendidas entre 3 000 y 6 000 metros de altitud. Hasta la fecha, únicamente los alrededores del Lago TITICACA habían sido objeto de estudios geológicos. Por el contrario, la Cordillera Oriental — prácticamente inexplorada — carecía de documentos cartográficos. El primer afán ha consistido en elaborar un mapa geológico a escala 1:500 000, integrando en el mismo todos los datos antiguos y recientes. El trabajo regional anexo está constituido por un texto explicativo detallado y con abundantes ilustraciones de diseños y fotografías.

En la primera parte, se ha abordado el estudio del substrato preandino, formado únicamente por terrenos del Paleozoico dado que el Precámbrico, a pesar de manifestar su presencia en la Cordillera de los Andes, no aflora en lo región estudiada. Este substrato está formado de 10 000 a 15 000 m de Paleozoico inferior (Ordoviaciano a Devoniano) y de 2 000 a 7 000 m de Paleozoico superior (Misisipiano a Permiano superior). Entre los principales resultados conseguidos, cabe hacer mención de :

— El establecimiento de una sucesión estratigráfica relativamente detallada en las series de esquistos-arenisca y monótonas del Paleozoico superior, debido a numerosos descubrimientos fosilíferos. En particular, al ser puesto en evidencia el Siluriano inferior, ello permite afirmar una edad ordoviciana terminal para el episodio glaciar que ha dado origen al horizonte tilítico situado en la base de las series silurianas. El carácter totalmente terrígeno y sílico-aluminoso, las variaciones laterales de la litología y los espesores del Paleozoico inferior, sugieren que la cuenca subsidente se encontraba centrada sobre la Cordillera Oriental y bordeada por dos áreas siálicas emergidas : el Escudo brasileño al NE y el Macizo de Arequipa, al SW. No existen ofiolitas ni volcanismo intermedio, pero, por el contrario, se han observado dykes y filones basálticos de Ordoviciano a Devoniano, en los linderos NE de la cuenca (zona subandina). Un episodio volcánico ácido a intermedio, ha sido reconocido en la base de las series epicontinentales del Pensilvaniano. Por otro lado, han sido también reconocidas intercalaciones marinas en los sedimentos misisipianos que, hasta la fecha, eran considerados como meramente continentales.

— La puesta en evidencia y la caracterización de dos importantes fases de compresión : la fase eoherciniana (límite Devoniano-Misisipiano) y la fase tardiherciniana (fin del Permiano inferior) ponen de manifiesto dos cierres sucesivos de la cuenca paleozoica entre el cratón brasileño y el Macizo de Arequipa. El estilo tectónico simple se destaca en general por pliegues con planos verticales localmente desplomados. La fase eoherciniana se destaca por un epimetamorfismo y por un magmatismo sintectónico poco abundante en el núcleo de la zona interna.

El período postectónico se destaca por rocas calcáreas detríticas, volcano-detríticas y volcánicas rojas, que han podido ser fechadas en el Permiano superior debido a una intercalación fosilífera. Por otro lado, la mayor parte de las intrusiones (granitos, grano-dioritas y sienita) de la Cordillera Oriental — dos de las cuales han arrojado una edad del Permiano superior — parecen encontrarse vinculadas con una fase de distensión permotriásica.

En la segunda parte se aborda el estudio de las series andinas y de las deformaciones que han intervenido en las mismas. En el Altiplano, la Cordillera Oriental y la zona subandina, en los cuales el Triásico y el Jurásico están ausentes, el substrato paleozoico se encuentra directamente recubierto por las series cretáceas y eocenas (2 000 m) formadas por los sedimentos detríticos continentales, así como por algunas finas intercalaciones marinas. Este primer conjunto se encuentra dominado por las series oligo-miocenas totalmente continentales, formadas por sedimentos detríticos, volcanodetríticos y volcánicos rojos. Estos sedimentos se han visto afectados por dos importantes fases de plegamiento : una fase fini-eoceno que se destaca por dos pliegues cilíndricos, fallas inversas y rupturas de contacto y, asimismo, una fase fini-mioceno, de pliegues menos cerrados y en cuyo caso es preponderante la parte correspondiente a la tectónica quebradiza.

En el límite Cordillera Occidental/Altiplano (Lagunillas), los movimientos intraoligocenos e intramiocenos, poco perceptibles, parecen ser los responsables de la implantación de olistolitas. En la Cordillera Oriental, se señalan por rupturas de contacto diestras, cuyo juego da su aspecto final a la virgación de Macusani y a las escamaciones de Usicayos, y para el cual es propuesto un modelo de génesis. El volcanismo y el plutonismo — insignificantes en la zona subandina y poco destacados en la Cordillera Oriental, únicamente llegan a ser importantes en el Altiplano occidental : este magmatismo calco-alcalino se encuentra vinculado con la existencia de una margen activa en la costa del Pacífico. Su estudio no ha sido abordado aquí.

En la tercera parte, se han presentado de forma muy compendiada las series recientes del Plio-Cuaternario, y básicamente, aquellas de la Cordillera Oriental de las cuales no se había conocido hasta la fecha ninguna descripción. Se ha intentado un ensayo de correlación entre estas series y aquellas de la misma edad correspondientes al Norte de BOLIVIA.

MAROCCO R. — **Un segmento E-W de la Cordillera de los Andes peruanos: la deflexión de Abancay. Estudio geológico de la Cordillera Oriental y de los Altiplanos, entre Cuzco y San Miguel (Sur del Perú 12°30′ a 14°00 S).**

Tesis de Doctorado de Estado, 1977, Montpellier.

RESUMEN. — III. La región estudiada constituye una parte de la Cordillera de los Andes, en la cual el relieve y la mayor parte de las estructuras presentan una dirección E-W, marcadamente distinta de la dirección general NW-SE que acusa la cordillera de los Andes peruanos. Su extensión es de, aproximadamente, unos 30 000 km² y abarca tres zonas geográficas principales, a saber : los Altiplanos (altitud : 3 800 a 4 500 metros), la Cordillera oriental (3 000 a 6 300 metros) y la zona subandina o pie de ladera amazónico (500 a 2 000 metros).

Desde el punto de vista geológico, la región se destaca por la superposición orogénica herciniana y andina. La cordillera herciniana no presenta ninguna modificación fundamental en su propio género al nivel de la deflexión de Abancay. Por el contrario, la cordillera andina acusa ciertas particularidades estratigráficas (zona de transición de los facies mesozoicos a los facies continentales del Altiplano) y tectónicas (tectónica flexible poco importante, direcciones estructurales E-W, intensa deformación quebradiza y desplazamientos múltiples de los distintos sistemas de fracturación).

La presencia del *Precambrico* no ha podido ser probada debido a la existencia de un metamorfismo herciniano que oculta la observación de las posibles series ante-paleozoicas.

EL HERCINIANO. Los terrenos hercinianos se encuentran localizados, básicamente, en la Cordillera Oriental. La sedimentación paleozoica da comienzo en el Cambro-Ordoviciano, por una serie volcano-sedimentaria. A partir del Arenigiano se establece una cuenca marina subsidente, en la cual se depositan más de 7 000 metros de sedimentos, principalmente silico-aluminosos (shales negros, intercalados de areniscas).

La primera tectónica se produce hacia el Carbonífero basal (tectónica eohercíniana) y presenta un carácter polifásico, en cuyo caso cada fase se destaca por estructuras plegadas y cierta esquistosidad. La primera fase (N 130 a NE 100°) est la más importante si se tiene en cuenta su extensión geográfica que se generaliza en el conjunto de la Cordillera Oriental. La segunda fase (N 45° a N 60°) es menos intensa y más localizada. La tectónica eohercíniana va acompañada de un metamorfismo regional de epi a mesozonal de tipo intermedio de baja presión. Un plutonismo sintectónico calco-alcalino ha podido ser definido y fechado (U/Pb, por J. Lancelot) de 330±10 M.A.

La sedimentación, temporalmente interrumpida por la tectóniva eohercíniana, vuelve a dar comienzo a partir del Carbonífero inferior (Misisipiano) y, sobre todo, durante el Carbonífero superior (Pensilvaniano), para formar una serie marina de sedimentación virtualmente caliza hasta el Permiano medio.

Al retirarse el mar durante el Permiano medio (fase tardiherciana que únicamente se pone de manifiesto al nivel de la Deflexión de Abancay por desplazamientos de fallas) y durante el Permiano superior y, posiblemente, el Triásico inferior se deposita por sedimentación un fuerte espesor de elementos calcáreos volcano-detríticos (grupo Mitu).

Un importante magmatismo alcalino postectónico pasa a implantarse durante el Permiano medio y superior y está representado por un plutonismo importante fechado localmente a 257±3 M.A. (U/Pb, J. Lancelot), así como también por un volcanismo efusivo y explosivo.

EL ANDINO. La transgresión mesozoica no alcanza la zona de la deflexión de Abancay, salvo únicamente hacia el Liásico. Algunas zonas permanecen emergidas, como así ocurre con la cordillera herciniana (Cordillera Oriental), la cual seguirá siendo una zona positiva durante la totalidad de la evolución andina. Así ocurre, por ejemplo, hasta

el Cretáceo inferior, por lo que respecta al Altiplano peruano-boliviano, cuya terminación septendrional ocupa el SE de la región estudiada. Se observa la coexistencia, a partir del Neocomiano, de Mesozoico de facies marino y de aquel de facies continental (Altiplano), del mismo modo que la transición de uno a otro.

El Mesozoico marino es epicontinental : Liásico-Dogger calizo, Malm-Neocomiano lutítico y de areniscas, y Albo-Turoniano calizo. En su punto de mayor espesor, el Mesozoico marino alcanza 4 000 metros. La sedimentación mesozoica continental da comienzo durante el Neocomiano para depositar areniscas rojas, seguidas de una serie de arcillas y areniscas rojas, evaporitas y calizas que corresponden al Aptiano-Turoniano. El conjunto de la serie no supera los 1 500 metros de espesor.

La primera tectónica andina (Senoniano) únicamente acusa estructuras plegadas (N 150°) en el extremo NW de la zona estudiada, pero la misma provoca un retiro general y definitivo del mar de las regiones andinas. La primera tectónica queda seguida por la sedimentación de una espesa serie de vetas rojas del Maestrichtiano al Eoceno medio (2 000 metros).

La principal tectónica andina alcanza el conjunto de la deflexión de Abancay hacia el Eoceno superior, dando así estructuras E-W que pasan al SE y al NW a las estructuras NNW-SSE de misma edad.

El conjunto de los terrenos plegados en el Eoceno superior se encuentra recubierto, en discordancia angular, por varios miles de metros de sedimentos continentales (conglomerados, en primer lugar y, acto seguido, volcanitas).

La última tectónica — o las ultimas tectónicas — afecta a estos sedimentos hacia el Mioceno superior.

El Plio-Cuaternario está representado por reducidos espesores de sedimentos de carácter variado y localizado : sedimentos lacustres, corrimientos volcánicos, morenas, etc. En la actualidad, ciertas fallas E-W de los linderos Sur de la Cordillera Oriental se desplazan durante el transcurso de sismos (desplazamiento normal, compartimiento Sur rebajado).

El magmatismo andino es calco-alcalino y post-tectónico y se destaca, concretamente, a nivel de la deflexión de Abancay, por la gran batolita granodiorítica de Cuzco-San Miguel (cerca de 5 000 km² de afloramientos). Su edad corresponde, probablemente, del Oligoceno superior al Mioceno inferior.

Como conclusión de este trabajo, el autor ha intentado presentar un modelo de génesis de la deflexión de Abancay, fundado en una disposición « en bayoneta » del dispositivo paleogeográfico andino (herencia del Herciniano), teniendo en cuenta debidamente las distintas direcciones de estrechamiento (reducción) tomadas por cada una de las tectónicas andinas.

Finalmente, el autor ha dispuesto la región andina estudiada según una transversal N-S de los Andes peruanos, del Pacífico hasta la planicie amazónica.

DALMAYRAC B., LAUBACHER G. Y MAROCCO R. — **Caracteres generales de la evolución geológica de los Andes peruanos.**

Tesis de Doctorado de Estado, 1977, Montpellier.

RESUMEN. — IV. En la introducción, se mancionan los principales datos geológicos y geofísicos actuales relativos al margen activo peruano (placa oceánica de Nazca, zona de subducción, ámbito continental).

Tras esta introducción, se trata sucesivamente de los grandes periodos de la evolución geológica de los Andes : Precámbrico, Herciniano, Andino. El conjunto de los resultados de esta puntualización figura ilustrado por un mapa tectónico del PERU, a escala 1:2 500 000.

La conclusión del texto da origen a cierto número de reflexiones acerca de la evolución de la cordillera de los Andes en el contexto de la tectónica de las placas.

EL PRECAMBRICO. La parte esencial del subtrato de la Cordillera de los Andes está constituida por terrenos metamorfizados durante el transcurso de un ciclo orogénico del Precámbrico superior. Los terrenos paleozoicos están representados, principalmente, por terrenos generalmente poco metamórficos. En esta primera parte, hemos tratado de caracterizar este substrato precámbrico, que no había sido nunca claramente evidenciado hasta la fecha.

En la introducción de este estudio del Precámbrico peruano se describen las distintas discordancias de base del Paleozoico inferior que permiten individualizar correctamente un substrato anterior polideformado y polimetamórfico.

El primer capítulo está consagrado a la descripción de las principales secuencias litoestratigráficas en las tres grandes zonas que han sido diferenciadas : la Cordillera Oriental, la zona costanera del Sur del PERU y la región selvática del PERU central. Se puede, de este modo, establecer la diferencia entre dos conjuntos diferentes : un Precámbrico superior meso a epizonal y los núcleos granulíticos aparentemente más antiguos.

El segundo capítulo está consagrado a la tectónica del Precámbrico superior. Ha podido ser establecida la diferencia entre cuatro fases de plegamiento.

Las dos primeras son isoclinales, sinquistosas y sinmetamórficas. Las dos restantes acusan pliegues semejantes o de tipo angular, acompañadas de esquistosidad de fractura. El estudio de las relaciones entre cristalización y metamorfismo permite distinguir una serie de minerales reliquia, moldeados por la equistosidad de la segunda fase.

Estos minerales reliquia determinan una serie de combinaciones minerales características que indican un metamorfismo de *tipo presión intermedia.*

Las paragénesis contemporáneas de la segunda esquistosidad son características de un metamorfismo de *baja presión.*

Las combinaciones minerales reconocidas en las diversas rocas granulíticas, indican que las mismas se han formado en las condiciones del facies granulítico de *alta presión.*

Una serie de dataciones obtenidas por el método U/Pb sobre zirconios, ha sido efectuada en las rocas del facies granulítico, las cuales, en ciertos casos, podían permitir vislumbrar un origen más antiguo. Las granulitas de la zona costanera han arrojado una edad de 1 920±36 M.A., correspondiendo al metamorfismo granulítico de alta presión, y una edad de 720±29 M.A., que puede corresponder a una rehabilitación con motivo del metamorfismo retrógrado epizonal del Precambriano superior. Las muestras de la région selvática de Pichari han dado puntos experimentales muy agrupados, que indican una edad de 1 140±30 M.A. Finalmente, las muestras de la Cordillera Oriental de Huánuco han dado una edad de 600 M.A.

El substrato precámbrico de la cordillera de los Andes se ha formado durante el transcurso de dos ciclos orogénicos diferentes, el primero de una edad de 2 000 M.A. y el segundo de una edad de 630 M.A., correspondiendo así a la cordillera brasileña, perfectamente definida en Brasil.

Como conclusión, cabe recordar los principales rasgos de la organización de los distintos ciclos precámbricos de América del Sur. Esquemáticamente, este continente está formado por una serie de cratones antiguos (2 000 M.A.), separados por las cordilleras brasileñas (600 M.A.) más o menos rectilíneas y paralelas, en las cuales — por lo menos localmente — la presencia de material ultrabásico podría dejar suponer una participación de la corteza oceánica.

EL HERCINIANO. En esta segunda parte, se presenta una síntesis de los trabajos actuales en la cordillera herciniana del PERU. Los estudios emprendidos han permitido evidenciar, en primer lugar, y acto seguido, delimitar y distinguir, una cordillera herciniana al nivel de los Andes Centrales. En el PERU, esta cordillera está representada por un segmento plegado NW-SE a WNW-ESE, de 200 a 300 kilómetros de ancho. Sus restos afloran principalmente en la Cordillera Oriental, mientras que en costa Sur del PERU (Macizo de Arequipa) y en la zona subandina (Escudo brasileño), el Paleozoico corresponde a una cobertura de plataforma poco o nada deformada. Los principales problemas relativos a la evolución de la cordillera herciniana son examinados y, entre ellos :

La evolución sedimentaria y paleogeográfica de la cuenca paleozoica. A partir del momento que señala el fin de la orogénesis brasileña (600 M.A.) una fracturación en el actual lindero Oeste del cratón sudamericano, provoca la formación de un surco subsidente sobre corteza adelgazada. Este surco se sitúa — respecto al PERU y BOLIVIA, entre dos macizos cratonizados estables, fuente de las aportaciones : el Escudo brasileño hacia el Este y el Macizo de Arequipa, hacia el Oeste.

Desde el Ordoviciano al Devoniano se depositan de 8 000 a 15 000 metros de sedimentos marinos esquisto-arenosos, intercalados localmente por un nivel glacio-marino (base transgresiva del Siluriano). En el centro y el Sur del PERU han sido observados dykes y corrimientos basálticos de edad ordoviciana a devoniana que parecen jalonar zonas de grandes fracturas en el lindero NE de la cuenca paleozoica.

Al llegar el Devoniano terminal y el Misisipiano inferior, la tectoorogénesis eohercíniana acarrea la emersión del ámbito herciniano. Pero, a partir del Carbonífero inferior, está habrá de quedar ocupada de nuevo por las cuencas continentales mixtas y marinas de tipo epicontinental y nerítico. La formación de estrechos surcos subsidentes NW a NNW podría interpretarse como una fracturación localmente más intensa capaz de alcanzar las zonas cretonizadas eohercinianas.

La evolución, la cronología, la extensión y la importancia de las fases de plegamiento. Dos fases de plegamiento, durante el Devoniano superior-Misisipiano inferior (fase eohercíniana) y a fines del Permiano inferior (fase tardiherciana), afectan a los depósitos paleozoicos. La fase eohercíniana afecta a la cuenca paleozoica sobre la totalidad de su longitud y provoca un estrechamiento de unos 100 kilómetros, aproximadamente. En la zona axial, ésta se caracteriza en general por pliegues de planos axiales verticales, combinados con una esquistosidad de flujo y con un metamorfismo epizonal. No obstante, se observa localmente un metamorfismo mesozonal de tipo intermedio de baja presión (zona de estaurótida, granate y silimanita) que parece encontrarse siempre vinculado a intrusiones sintectónicas, como así ocurre en Amparaes (región de Cuzco, 330± 10 M.A., por U/Pb) y en San Gabán (Sur del PERU).

La fase tardiherciniana (270-260 M.A.) únicamente afecta por un plegamiento el lindero SW de la

Cordillera Oriental del Sur del PERU. Más hacia el Norte, tan sólo se manifiesta por una tectónica quebradiza correlativa de un levantamiento general.

La evolución post-tectónica (Permiano superior a Triásico inferior). Esta evolución se destaca por deformaciones de tipo quebradizo en ambiente continental. Esta tectónica distensiva está combinada con la formación de cuencas subsidentes intracontinentales con sedimentaciones detríticas y volcano-detríticas rojas, así como con la implantación de un abundante volcanismo y plutonismo, de carácter ácido principalmente.

Una interpretación de la génesis de la cordillera herciniana de los Andes centrales es propuesta en un contexto de tectónica de las placas. Su género intracontinental queda claramente evidenciado por la existencia de núcleos reincidentes, por su ubicación entre dos bloques rígidos y, asimismo, por sus características sedimentarias, tectónicas, metamórficas y magmáticas (ausencia de ofiolitas así como tampoco de volcanismo calco-alcalino). Las relaciones de la cordillera herciniana de los Andes Centrales con las cordilleras paleozoicas de los Andes Septendrionales, de América del Norte y de Europa son, pues, puestas en discusión.

Como conclusión, se presenta un modelo de evolución cinemática de los orógenos paleozoicos de Europa y de América en un contexto global.

EL ANDINO. El ciclo andino corresponde a una sucesión de acontecimientos que, en los Andes, ha dado comienzo durante el Triásico superior (180 M.A.) y se ha proseguido hasta la época actual. A su vez, esta evolución se divide en dos períodos principales, a saber :

— del Triásico superior (180 M.A.) al Santoniano (80 M.A.) ;

— del Cretáceo superior hasta la época actual.

El primer período — que es el más largo — ha durado 100 M.A. y se destaca, básicamente, por fenómenos de sedimentación marina, continental o volcano-sedimentaria según los lugares o las épocas.

Desde el punto de vista estratigráfico, la cordillera andina presenta las características de una cordillera intracratónica, en la cual predominan las series neríticas y continentales. La evolución paleogeográfica queda controlada por un dispositivo orientado paralelamente a la futura cordillera (N 150-160°) y formado por dos o tres cuencas subsidentes separadas por pliegues. Este dispositivo muestra, de Oeste hacia Este, una zonación perfectamente clara, de la cual la zonación morfoestructural actual constituye el reflejo.

De Oeste hacia Este, cabe establecer la distinción siguiente : 1) el mar abierto (Océano Pacífico) ; 2) una zona de actividad volcánica (a la perpendicular de la región costanera actual) ; 3) una cuenca marina subsidente epicontinental (Cordillera Occidental actual y Altiplanos del PERU Central) ; 4) una cuenca continental inexistente en el Norte, reducida en el centro y correctamente desarrollada en el Sur del PERU (Altiplano) que funciona a partir del Neocomiano ; 5) una zona positiva emergida que corresponde a un macizo precámbrico en el Norte y a la zona axial herciniana en el centro y en Sur del PERU (Cordillera Oriental) ; 6) la cuenca subandina, marina en el Norte y en el centro y continental en el Sur del PERU ; 7) el Escudo brasileño.

El segundo período únicamente dura 80 M.A. y se destaca por varias fases de compresión separadas (y/o contemporáneas), por períodos de magmatismo y de sedimentación continental. El conjunto de semejante evolución conduce a la elaboración de la cordillera andina actual, la cual muestra una dirección orográfica y estructural N 150° a N 160°.

La primera tectónica andina se produce durante el Santoniano y su efecto principal consiste en provocar la retirada definitiva del mar de las regiones andinas. Esta primera tectónica queda seguida por la sedimentación de una espesa serie de vetas rojas.

La segunda fase tectónica se produce durante el Eoceno superior y presenta una gran extensión geográfica, evitando únicamente la región costanera y la zona subandina.

A partir del Oligoceno inferior, los Andes quedan sometidos a una intensa actividad volcánica que alterna con fases tectónicas más o menos localizadas en el espacio y que se destacan mejor aún por estructuras quebradizas que por estructuras flexibles.

A su vez, el Plio-Cuaternario se señala por una intensa actividad volcánica, básicamente calco-alcalina, que se centra, así como para el Oligoceno-Mioceno, sobre la Cordillera Occidental.

Si se exceptúa el volcanismo sinsedementario mesozoico, que aún es mal conocido, la evolución magmática andina, por lo menos desde el Albiano, aparece claramente vinculada con la posición « liminar » de la cordillera, es decir, con la presencia de una zona de subducción en el límite Océano-Continente. Desde el Cretáceo superior hasta el Terciario, vienen a implantarse las batolitas granodioríticas calco-alcalinas, cuya edad y volumen decrecen hacia el Este. La característica más sobresaliente de este plutonismo es la gran batolita costanera de 2 000 kilómetros de longitud. Durante el Terciario, se implanta un potente volcanismo, básicamente, de carácter calco-alcalino, centrado sobre la Cordillera Occidental.

Finalmente, el problema de las deflexiones de la Cordillera es examinado debidamente (Abancay, Cajamarca, Huancabamba).

CONCLUSIONES. Reflexiones acerca de la evolución de la Cordillera de los Andes en el contexto de la tectónica de las placas. Las hipótesis convencionales, por las cuales se hacía comenzar la subducción a partir del Permiano o el Triásico son puestas en discusión. Los trabajos emprendidos por los autores les han conducido a imaginar una evolución distinta, fundada en la migración lateral hacia el Sur — desde el Permiano hasta el Jurásico — de un fragmento de la placa americana inicialmente ubicada hacia el Oeste del margen actual. De tal modo, la subducción únicamente parece dar comienzo a partir del Albiano.

Las fases primordiales de la compresión andina son contempladas en un contexto global y puestas en relación con la evolución general de los ámbitos del Pacífico y del Atlántico.

GEOLOGY OF PERUVIAN ANDES

« Doctoral d'État » joint thesis

B. DALMAYRAC, G. LAUBACHER and R. MAROCCO

O.R.S.T.O.M., Geological and Mining Institute of Peru (INGEOMIN) *and Laboratoire de Géologie Structurale, U.S.T.L. Montpellier.*

Traduit du français par le C.N.R.S.

The joint thesis the summary of which is presented here results from works which all three authors carried out in Peru from 1967 to 1973 within the frame of a Technical Cooperation agreement between O.R.S.T.O.M. and the Geological and Mining Institute of Peru (INGEOMIN).

The present thesis includes four volumes: each one deals with the regional study of an area in Eastern Cordillera, illustrated by a 1/500 000th geological map (the first three volumes); the fourth volume consists in a revision of Peruvian Andes geology relying upon our own observations and upon bibliographical data.

DALMAYRAC B.—**Geology of Eastern Cordillera in Huanaco area; its position in a transverse section of central Peru Andes (9°S, 10°30'S).**

State Doctoral Thesis, 1977, Montpellier.

SUMMARY. —I. The geographical area covered by the present regional study corresponds to the northern section of Peruvian Andes Eastern Cordillera and its surroundings.

The first aim has been the geological survey of that vast area which was previously almost completely unknown. This exploration has resulted in drawing a 1/500 000th geological map which covers a surface of approximately 30,000 sq. km.

An introduction assigns the place of the investigated area within the general frame of Andes range: the range results from the opposition between the Pacific oceanic plate and the South American continental plate along a subduction zone; the preandine substratum and the andine range are then successively dealt with.

Thus, *the first part* is devoted to the study of the preandine substratum which consists in precambrian and hercynian territories.

— For the first time, we could have shown the basic unconformity of the lower Palaeozoic, what have led us to prove the existence of an important precambrian substratum which constitutes over 60 % of the studied area.

Taking into account the importance of that precambrian basement, we have been led to emphasize our interest in that particular problem. The results obtained for the whole Peru are synthesized in the first chapter of the joint thesis.

As regards the Palaeozoic evolution, we could have shown the particular features of that area in relation to the South of Peru.

The lower Palaeozoic is represented by thin series (1,000 m) which sharply contrast with the series in Southern Peru where the lower Palaeozoic exceeds 10,000 m.

During the upper Palaeozoic, distension movements are responsible for the formation of a narrow intracontinental basin where the continental detrital sedimentation is interrupted by rare marine transgressions and, during middle Permian, by the establishment of a major acid volcanic system.

— From a tectonic point of view, this area differs from the rest of the Eastern Cordillera by the low intensity of the Eohercynian folding (Upper Devonian) which usually does not reach the upper front of schistosity.

The importance of Precambrian formations, the very low intensity of the Eohercynian deformation together with the fact that the Lower Palaeozoic

series are very thin give that area a particular feature which has led us to admit that it was in Hercynian time the north-eastern fringe of the Eohercynian Range.

During Upper Palaeozoic, this area is submitted to tectonic fracturing accompanied by volcanism.

The second part deals with the Andes evolution from Trias to present time.

The main features of the meso—and cenozoic series of the area are reminded with insistance upon the palaeogeographical viewpoint. For each period—Trias-Jurassic, Lower Cretaceous, Upper Cretaceous, Late Cretaceous-Eocene, Upper Tertiary—the regional palaeogeographical data are restored to the palaeogeographical background of the whole Peru.

Studying the Andean material allows for differentiating two main periods.

The first one, ranging between Trias and Santonian, is featured by a carbonate and detrital marine sedimentation.

During that period, from Middle Albian to Santonian, the palaeogeography, at the location of studied transversal section, consists of a volcanic arc and adjacent sea system featured, at the coastal zone, by the establishment of volcanic series with "high alumina basalt"—type chemical composition. This arrangement would have lasted for a very short period of only 5 to 8 m. y.; as a matter of fact, no geological argument can be used for extrapolating that scheme to the Trias-Lower Albian period. The presence of such an arrangement might be the first evidence of the existence of a subduction zone.

The second period, which ranges between Santonian and present time is featured by a generalized emergence of Andean domain where the continental sediments (the red beds) settle, associated with a very active calcoalkaline volcanism. The folding phases take place during that period.

We do not believe that this important modification of the Andean domain palaeogeographic organization directly results from the first folding phase, but that it should be related to a much more global phenomenon corresponding to the establishment of a normal subduction regime which is itself related to the movements of south-American and Pacific plates.

The second chapter deals with Andean tectonics. After reminding the chronology of the various phases, we have endeavoured to demonstrate the evolution of deformation in the various sections of a transverse view of the Andes.

— In the coastal zone deformed in late Cretaceous time, the folds are broad, with a vertical axial plane. The shortening ratio is about 10 %.

— The western Cordillera is the most deformed area; the type of deformation varies according to the lithological nature of the material being affected. The folding is of the chevron fold type. In a 50 km wide belt corresponding to the axial zone of the range, the folds are accompanied with a fracture schistosity. The axial planes are always vertical, there is no metamorphism. The eastern fringe of the western Cordillera is underlined by a zone of imbrications directed from the west to the east. Transcurrent faults are frequent; two families can be determined: the first one, WNW to EW, is sinistral; the second one, ENE to NE, is dextral; they are more or less developed in the various areas.

They are contemporaneous with the major folding phase, dated Upper Eocene, but they were rejuvenated during the Lower Miocene phase.

The shortening ratio can be evaluated to 40 % in the western Cordillera.

In the eastern Cordillera, the Palaeozoic cover as well as the Mesozoic cover are folded during the Upper Eocene phase. The folds are isopachous, multikilometric and with vertical axial planes; the fracture schistosity appears in the deepest beds. This flexible tectonics reworks the Precambrian basement which is folded into large wide structures associated with large thrust faults and to transcurrent faults. The shortening ratio is about 20 %.

— The subandean zone is only affected by the Pliocene phase; the structures are broad, the thrust faults are known to the boundary of Brazil. The shortening ration is lower than 10 %.

The Andean Range, shaped on the south-American plate, to the rear of a subduction zone, has impressive relief forms, but is very modest from the tectonic point of view. It is a fan-like range, formed on a sialic substratum, with chevron-type folds and fracture schistosity only available along range axis; metamorphism is absent, synorogenic magmatism is unknown, there is no preferential overturn, and at last the shortening is small as it does not exceed 20 % for the whole range.

LAUBACHER G.—**Geology of eastern Cordillera and Altiplano to the north and north-west of Titicaca lake (Peru).**

State Doctoral Thesis, 1977, Montpellier.

SUMMARY.—II. The investigated area is located right in Andes Cordillera in the south of Peru, between 13°00′ and 15°55′ S. latitude and 69°00′ and 70°45′ W. longitude. It covers almost 35,000 sq. km and usually includes areas located between 3,000 and 6,000 m of altitude. Only Titicaca Lake surroundings had been geologically studied; on the contrary, there was no cartographic document concerning the practically unexplored eastern Cordillera; the first preoccupation was therefore to draw a 1/500,000th geological map incorporating all the ancient and new data. The additional regional work is to be used as an explanatory notice, which is comprehensive and includes many drawings and photographs.

In the first part, we deal with the pre-andean substratum, which only consists of Palaeozoic grounds, as the Precambrian outcrops are absent in the investigated area, though present under the range. This substratum consists of 10,000 to 15,000 m of Lower Palaeozoic formations (Ordovician to Devonian) and of 2,000 to 7,000 m of Upper Palaeozoic formations (Mississipian to Upper Permian). The following are to be mentioned among the main results:

— Determination of a relatively detailed stratigraphic sequence in the schist-and-sandstone and monotonous series of Lower Palaeozoic, through discovery of numerous fossils. In particular, the determination of Lower Silurian allows for suggesting a Late Ordovician age for the glacial episode which has entailed the formation of the tillistic horizon located at the bottom of Silurian series. The fully terrigenous and silico-aluminous nature, the lateral variations of lithology and of Lower Palaeozoic formations indicate that the subsident basin may have been centered on the eastern Cordillera and flanked by two emerged sialic areas, the Brazilian shield to the NE and the Arequipa massif to the SW. Ophiolites and intermediate volcanism are absent, but Ordovician to Devonian basaltic dikes and sills could have been observed on the NE fringe of the basin (subandine zone). An acid to intermediate volcanic episode has been identified at the bottom of Pennsylvanian epicontinental series. On the other hand, marine intercalated beds have been detected in Mississipian deposits which were previously considered as strictly continental sediments.

— Detection and identification of two major compression phases: the eohercynian phase (limit between Devonian and Mississipian) and late Hercynian phase (end of Lower Permian), which correspond to two successive compressions of the Palaeozoic basin between the Brazilian craton and the Arequipa massif. The single tectonic style is generally characterized by locally overturned folds with vertical planes. The eohercynian phase is featured by an epimetamorphism and by a synorogenic magmatism which is not very abundant in the very center of the internal zone.

The post-tectonic period is characterized by red molasses of detrital, volcano-detrital and volcanic origin, which have been assigned to Upper Permian owing to a fossiliferous interstratified bed. In addition, most of the intrusions (granites, granodiorites and syenite) of the eastern Cordillera, two of which could have been assigned to Upper Permian, seems to be related to a permotriassic distension phase.

The second part deals with the Andean series and the deformations which have affected them. In the Altiplano, the eastern Cordillera and the subandine zone, where Triassic and Jurassic formations are lacking, the Palaeozoic substratum is directly covered by the Cretaceous and Eocene series (2,000 m) made up by continental detrital deposits and by some marine interstratified beds. This first set of formations is surmounted by fully continental Oligo-Miocene series consisting of red detrital, volcanodetrital and volcanic deposits. These deposits have been affected by two major folding phases: a Late Eocene phase featured by cylindrical folds, thrust and transcurrent faults, and a Late Miocene phase with less dense folds and where tectonic fractures are prevailing. On the boundary between western Cordillera and Altiplano (Lagunillas), not very perceptible intra-Oligocen and intra-Miocene movements seem to be responsible for accumulation of olistoliths. In the eastern Cordillera, they are revealed by dextral transcurrent faults the interaction of which gives their final aspect to the Macusani virgation and to the Usicayos slices a genesis model of which is suggested. Volcanism and plutonism, which are negligible in the subandean zone and not very noticeable in the eastern Cordillera, become important only in the western Altiplano: this calco-alkaline magmatism is related to the presence of an active margin on the Pacific coast. It has not been dealt with in the present manual.

In the third part, we give a brief description of the recent Plio-Quaternary series, in particular those of eastern Cordillera, which had still not been publically described. We have tried to work out a correlation between these series and the contemporaneous ones in the northern Bolivia.

MAROCCO R.—**An E-W segment of the peruvian Andes range: the Abancay deflection. Geological study of eastern Cordillera and high plateaus between Cuzco and San Miguel (southern Peru 12°30′ S TO 14°00′ S).**

State Doctoral Thesis, 1977, Montpellier.

SUMMARY.— III. The investigated area is a section of the Great Cordillera where the reliefs and most of the structural elements are in an E-W direction which sharply differs from the NW-SE general trend of the Peruvian Andes range. It covers about 30,000 sq. km; it stretches itself in the main three geographical areas: the high plateaus (altitude ranging between 3,800 and 4,500 m), the eastern Cordillera (3,000 to 6,300 m), the subandean zone of Amazonian piedmont (500 to 2,000 m).

From a geological point of view, the region is featured by the superimposition of Hercynian and Andean orogens. The Hercynian range does not show any basic change in its nature at the location of Abancay deflection. The Andean range, on the contrary, has some peculiar features concerning stratigraphy (zone of transition between marine Mesozoic facies and continental facies of the Altiplano) and tectonics (not very developed flexible tectonics, E-W structural directions, intense fracturing and multiple recurrent faults in the various sets of faults).

Precambrian formations could not have been detected because of a Hercynian metamorphism which conceals possible pre-paleozoic series.

THE HERCYNIAN. The Hercynian formations are mainly located in eastern Cordillera. The Palaeozoic sedimentation begins in Cambro-Ordovivian times with a volcano-sedimentary series. As early as the Arenigian, a subsident marine basin is established; more than 7,000 m thick sediments, mainly silico-aluminous (black shales interstratified with sandstones) settle in this basin.

The first tectonic activity takes place about Lower Carboniferous (eohercynian tectonics). It includes several phases, each of these being characterized by folded structures and a schistosity. The first phase (130°N to 100°N) is the main one owing to its geographical extent generalized to the whole eastern Cordillera. The second phase (45°N to 60°N) is less intense and more restricted in extent. The eohercynian tectonics is accompanied by an epi- to mesozonal regional metamorphism of low pressure intermediate type. A calco-alkaline synorogenic plutonism could have been defined and dated (U/Pb by J. Lancelot) 330±10 m. y.

Sedimentation, temporarily interrupted by the eohercynian tectonics, is resumed perhaps as early as in Lower Carboniferous time (Mississipian) and definitely at Upper Carboniferous (Pennsylvanian), and leads to settlement of an essentially calcareous marine series until Middle Permian.

The sea recedes at Middle Permian (Late Hercynian phase which appears at Abancay Deflection only through recurrent faults), and at Upper Permian (and perhaps at lower Triassic as well) a thick bed of volcano-detrital molasses dettles (Mitu group).

An important post-tectonic alkaline magmatism settles during Middle and Upper Permian. It is represented by a noticeable plutonism locally dated 257±3 m. y. (U/Pb, J. Lancelot) and by an effusive and explosive volcanism.

THE ANDEAN. The Mesozoic invasion does not reach the Abancay deflection zone before Lias. Some areas remain emerged, such as Hercynian range (eastern Cordillera) which will be still positive for the whole Andean evolution. This is applicable as well, until Lower Cretaceous, to the Peruvo-Bolivian altiplano the northern end of which stretches over the SE of the investigated region. From Neocomian, the parallel occurrence of Mesozoic formations with either marine or continental facies (Altiplano) as well as transition from one to the other can be observed.

The marine Mesozoic formations are epicontinental : Lias-Dogger limestone, Malm-Neocomian mudstone and sandstone, Albo-Turonian limestone. The maximum thickness of marine Mesozoic formations reaches 4,000 m.

The continental Mesozoic sedimentation begins at Neocomian times with settlement of red sandstones, then of a series of clays and red sandstones; evaporites and limestones are assigned to Aptian-Turonian. The whole series thickness does not exceed 1,500 m.

The first Andean tectonics series (Senonian) shows folded structures (150°N) only in the far north-east of the investigated area. But it provokes a general and definitive retreat of the sea from Andean regions. It is followed by the settlement of a thick series of red layers from Maastrichtian to Middle Eocene (2,000 m thick).

The main Andean tectonics affects the whole Abancay deflection about Upper Eocene. It creates E-W structures which, to the SE and NW, become NNW and SSE structures of the same age.

The formations folded during upper Eocene are covered as whole with angular unconformity by several thousand meters of continental deposits (conglomerates first, then volcanites). The last andean tectonic phase(s) affects these deposits about Upper Miocene.

The Plio-Quaternary formations is represented by various thin deposits of small extent: lacustrine

sediments, volcanic flows, moraines, etc. In present times, some E-W faults on the southern border of eastern Cordillera are reworked during seisms (normal work, southern compartment lowered).

The Andean magmatism is of calco-alkaline and post-tectonic type. It is manly featured at the Abancay deflection by the large granodioritic batholith of Cuzco San Miguel (nearly 5,000 sq. km of outcrops). It may probably be assigned to between Upper Oligocene and Lower Miocene.

As a conclusion to this work, I have tried to explain a model for the Abancay deflection genesis founded on "bayonet-like" arrangement of the Andean palaeogeographic system (inherited from Hercynian), taking the different shortening directions of each Andine tectonic phase into account.

At last, I have located the investigated region on a N-S transversal view of Peruvian Andes, from Pacific Ocean to Amazonian plain.

DALMAYRAC B., LAUBACHER G. and MAROCCO R. — **General features of the geological evolution of peruvian Andes.**

State Doctoral Thesis, 1977, Montpellier.

SUMMARY. — IV. The main present geologic and geophysical data relating to the Peruvian active margin (Nazca oceanic plate, subduction zone, continental domain) are reminded in the introduction.

After that introduction, we successively deal with the major periods of the geological evolution of the Andes: Precambrian, Andean Hercynian. The results of this new approach are illustrated as a whole by a 1/2,500,000th tectonic map of Peru.

In the conclusion of the present manual, we give a reflection about the evolution of the Andean range within the frame of plate tectonics.

PRECAMBRIAN. Most of the Andean range substratum consists of formations which have been metamorphized during an Upper Precambrian orogenic cycle; the palaeozoic formations are mainly represented by usually not very metamorphic formations. In this first part, we have endeavoured to characterize that Precambrian substratum which had never been clearly determined.

In the introduction to this study of Peruvian Precambrian, we describe the main basic unconformities of Lower Palaeozoic which allow for isolating a polydeformed and polymetamorphic earlier substratum.

The first chapter deals with the description of the main lithostratigraphic sequences in the three large areas which have been differentiated: the eastern Cordillera, the coastal zone of southern Peru, the selvatic zone of Central Peru. Thus, two different bodies can be determined: a meso- to epizonal Upper Precambrian and seemingly earlier granulitic cores.

The second chapter deals with the Upper Precambrian tectonics. Four folding phases could have been differentiated. The first two ones are isoclinal, synschistous and synmetamorphic. The other two ones are featured by similar or chevron folds, accompanied by fracture schistosities. The study of relations between crystallization and metamorphism allows for differentiating a set of relict minerals molded by the second phase schistosity.

These relict minerals determine a series of characteristic mineral associations which reveal an *intermediate pressure* type metamorphism.

The parageneses contemporaneous with the second schistosity feature a *low pressure* metamorphism.

The various mineral associations found in the granulitic rocks indicate that they were formed in the *high pressure* granulitic facies conditions.

A set of U/Pb datings on zircons has been carried on with the rocks of the granulitic facies; in some cases, datings allowed for contemplating possible earlier origins. The coastal zone granulites have been dated 1910±36 m. y. corresponding to the high pressure granulitic metamorphism, and 720± 29 m. y., what might correspond to a renewal of epizonal retrograde metamorphism in Upper Precambrian. The samples from Pichari in selvatic area have supplied very close experimental points which indicate a 1,140±30 m. y. age. At last, the samples from Huanuco in eastern Cordillera have been dated 600 m. y.

The Precambrian substratum of the Andean range has been formed during two different orogenic cycles, the first one dated 2,000 m. y., and the second one dated 630 m. y., corresponding to the Brazilidian range, well defined in Brazil.

As a conclusion, we remind of the guide lines of the structures of the various Precambrian cycles in southern America. In a simplified manner, this continent is made up by series of old cratons (2,000 m. y.) separated by Brazilidian ranges (600 m. y), more or less rectilinear and parallel in which, at least locally, the occurrence of ultrabasic material might suggest the participation of an oceanic crust.

HERCYNIAN. We give in this second part a synthesis of the current works concerning the Peruvian Hercynian range. Our investigations have

allowed us first for determining, then delimiting and characterizing a Hercynian range at the location of Central Andes. In Peru, this range is represented by a 200 to 300 km wide, NW-SE to WNW-ESE folded segment. Its remnants are outcropping mainly in the eastern Cordillera whereas on the coast of southern Peru (Arequipa massif) and in subandean zone (Brazilian shield), the Palaeozoic formations correspond to a gently or not deformed platform cover. The major problems of the Hercynian range evolution are dealt with, and especially :

The sedimentary and palaeogeographical evolution of the Palaeozoic basin. As early as the end of Brazilidian orogenesis (600 m. y.), fractures on the present western border of the south American craton generates a subsident trench on a crust which is made thinner. In Peru and Bolivia, this trench is located between two stable cratonized massifs, which supply deposits: the Brazilian shield eastward and the Arequipa massif westward.

8,000 to 15,000 meters of schistous and gritty marine sediments, locally interstratified with a glacio-marine bed, settle from Ordovician to Devonian. Basalt dikes and flows ranging between Ordovician and Devonian, have been observed in central and southern Peru: they apparently mark out large fracturing zones on the NE border of the Palaeozoic basin.

In Late Devonian or Lower Mississipian, the eohercynian tectorogenesis causes the Hercynian domain to emerge. But as early as in Lower Carboniferous, it will be again occupied by composite and marine continental basins of epicontinental and neritic type. The formation of NW to NNW narrow subsident trenches might reveal a locally more intense fracturing affecting the eohercynian cratonized areas.

Evolution, chronology, the extent and the importance of folding phases.

Two folding phases, in Upper Devonian-Lower Mississipian (eohercynian phase) and at the end of Lower Permian (Late Hercynian phase), affect the Palaeozoic deposits. The eohercynian phase affects the whole length of the Palaeozoic basin and provokes a shortening by at least 100 kilometers. In the axial zone, it is usually featured by folds with vertical axial planes associated to a flow schistosity and an epizonal metamorphism. However, one can sometimes observe a mesozonal metamorphism of low pressure intermediate type (zone with staurotide, garnet and sillimanite) which always seems to be related to synorogenic intrusions as at Amparaes (near Cuzco, dated 330±10 m. y. through U/Pb method) and at San Gaban (southern Peru).

The foldings of late Hercynian phase (270-260 m. y. only affects the SW border of eastern Cordillera in southern Peru. Further norward, it is only felt through a fracturing tectonics related to a general uplift.

Post-tectonic evolution (Upper Permian to Lower Trias).

It is featured by fracture-type deformations in a continental environment. This distensive tectonics is associated to the formation of intracontinental subsident basins containing red detrital and volcano-detrital deposits, and to generation of an important volcanism and plutonism, usually of acid nature.

We suggest an interpretation of the genesis of Hercynian range in Central Andes within the frame of plate tectonism. Its intra-continental nature is clearly defined by the existence of two reworked cores; by its sedimentary, tectonic, metamorphic and magmatic (neither ophiolites nor calco-alkaline volcanism). The relations between Hercynian range of the central Andes with the Paleozoic ranges of northern Andes, northern America and Europe are discussed.

As a conclusion, we suggest a model of kinematic evolution of Palaeozoic orogens in Europe and America from a global point of view.

ANDEAN. The Andean cycle corresponds to a sequence of events which, in the Andes, began in Upper Trias (180 m. y.) and has continued until current times. This evolution can be divided into two main periods:

— from Upper Trias (180 m. y.) to Santonian (80 m. y.);
— from Upper Cretaceous to present times.

The first period, the longer one, has lasted 100 m. y. It is mainly featured by phenomena of marine, continental or volcano-sedimentary sedimentation according to the times or places.

From a stratigraphic point of view, the Andean range looks like an intracratonic range, where neritic and continental series are prevailing. The palaeogeographic evolution is governed by elements the direction of which is parallel to the future range (150-160°N) and which consist of 2 or 3 subsident basins separated by ripples. From the west to the east, this assembly clearly shows a zonation which is reflected by the present morphostructural zonation.

From the west to the east, one can see 1) the open sea (Pacific Ocean); 2) a zone with volcanic activity (right over the present coastal zone); 3) an epicontinental subsident marine basin (present western Cordillera and High Plateaus of the Central Peru); 4) a continental basin which is absent in the north, small in the center and well developed in the south of Peru (Altiplano) which is operative from the Neocomian; 5) an emergedpositive zone correspond-

ing to a Precambrian massif in the north and to the Hercynian axial zone in the central and southern Peru (eastern Cordillera); 6) the subandean basin, marine in the north and the center, continental in the south of Peru; 7) the Brazilian shield.

The second period only lasts 80 m. y. It is featured by several compressive phases separated (and/or contemporaneous) by continental sedimentation and magmatism periods. All the elements of that evolution lead to the generation of present Andean range which shows a 150°N to 160°N orographic and structural direction.

The first Andean tectonic phase occurs in Santonian; its main effect is to provoke the definitive retreat of the sea from Andeans regions. It is followed by the settlement of a thick series of red beds.

The second tectonic phase occurs in Upper Eocene. It has a very wide geographical extent; only coastal area and Subandean zone are not affected.

From Upper Oligocene, the Andes are submitted to an intensive volcanic activity which alternates with tectonic phase which are more or less spatially localized, and are featured by fracturing rather than by flexible structures.

The Plio-Quaternary is featured by an intensive volcanic activity, mainly calco-alkaline and localized on the western Cordillera, as in Oligocene-Miocene times.

With the exception of the Mesozoic synsedimentary volcanism which remains poorly known, the Andean magmatic evolution, at least since Albian, clearly appears as being related to the "liminar" position of the range, that is to say to the presence of a subduction zone along the limit between ocean and mainland. Calco-alkaline granodioritic batholiths, the age and the volume of which decrease toward the east, are set in place. The most impressive feature of that plutonism is the large coastal batholith, which is 2,000 km long. During the Tertiary appears a powerful volcanism, essentially calco-alkaline, localized on western Cordillera.

At last, the problem of the range deflections is considered (Abancay, Cajamarca, Huancabamba).

CONCLUSIONS. Reflections about the evolution of the Great Andes within the frame of plate tectonism. The conventional hypotheses according to which the subduction begins in Permian or Trias are discussed. Our works lead us to imagine a different evolution founded on the southward lateral migration—from Permian to Jurassic—of a piece of the American plate initially located to the west of the present margin. The subduction would only begin in Aptian times.

The major phases of the Andean compression are considered from a global point of view and are compared with the general evolutions of Pacific and Atlantic domains.